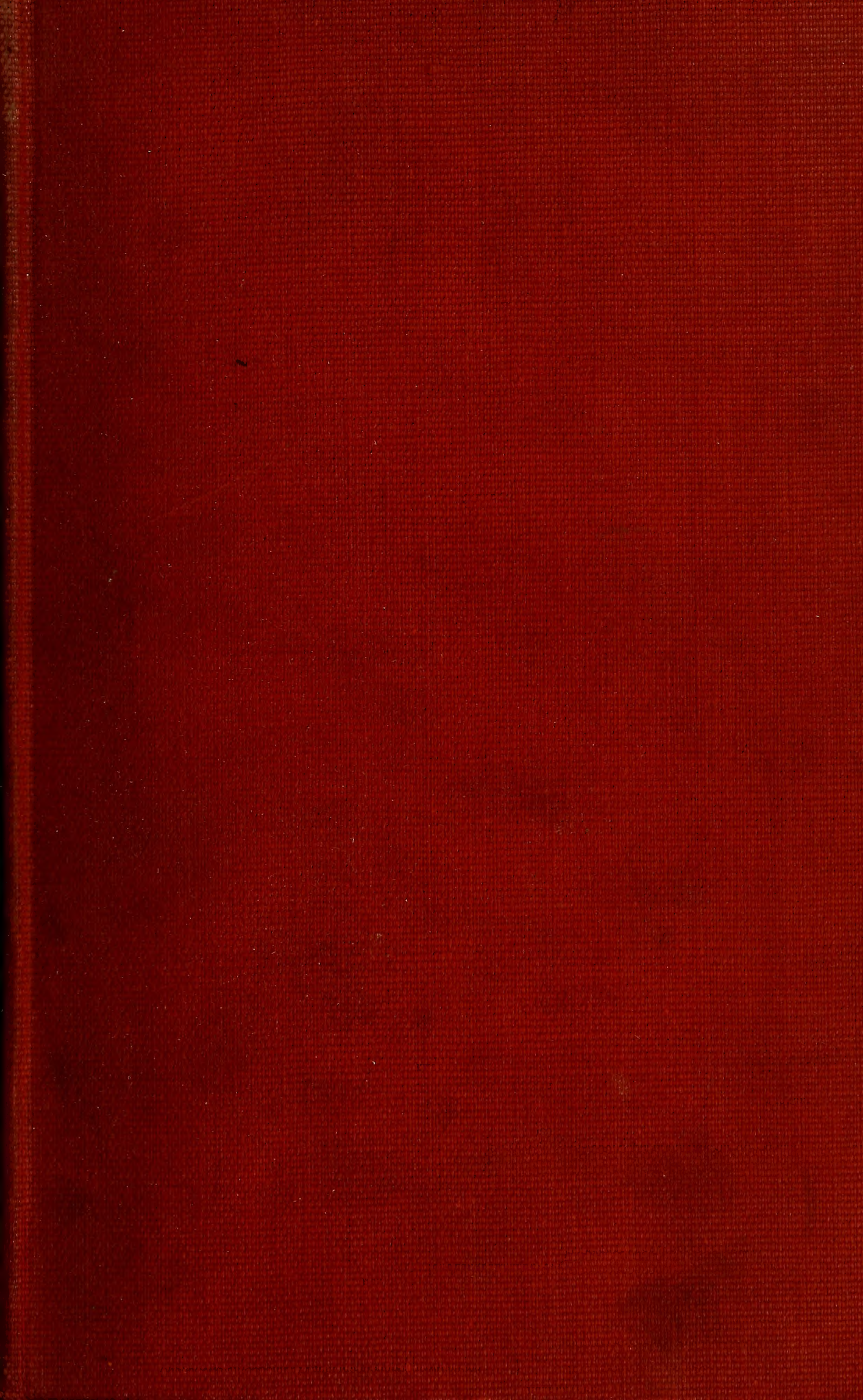



Bound at
A. M. N. H.
1924

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft

(Abhandlungen und Monatsberichte)



74. Band

1922

(Mit 5 Tafeln)

Berlin 1923

Verlag von Ferdinand Enke
Stuttgart

Inhalt.

Hinter dem Titel der Veröffentlichungen bedeutet *A:* Abhandlung, *B:* Briefliche Mitteilung und *V:* Vortrag.

(Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind *kursiv* gedruckt.)

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Beiträge zur Stratigraphie der Oberpfalz.

Von Herrn FR. X. SCHNITTMANN in Würzburg.

(Mit 4 Textfiguren.)

1. Stratigraphie und Tektonik bei Ehenfeld.

Das in vorliegender Arbeit behandelte Gebiet liegt in einer nach Westen sich öffnenden Triasbucht am Rande des bayerisch-oberpfälzischen Waldes und wird im Süden von einem vorspringenden Zacken des kristallinen Grundgebirges, im Nordosten von einem größeren Komplex des den Urgebirgsrand begleitenden Rotliegenden begrenzt. Nördlich der Bodenwöhrer Bucht reicht der Frankenjura an dieser Stelle am weitesten nach Osten und lagert sich unmittelbar an das Perm, von dem ihn im nördlichen Teile breite Triasgebiete trennen. Während die Ausläufer der Fränkischen Alb bei Regensburg bereits durch v. AMMON und andere eingehender untersucht wurden, haben über jenes nördliche Randgebiet nur GUEMBEL und v. AMMON einiges mitgeteilt. Da der Verfasser während eines mehr als fünfjährigen Aufenthaltes daselbst mehrere mit GUEMBELS Anschauungen nicht vereinbare Tatsachen feststellen konnte und ein verhältnismäßig reiches Versteinerungsmaterial ansammelte, erschien es wünschenswert, die gemachten Beobachtungen zusammenfassend darzustellen[1]).

[1]) Vorliegende Abhandlung stellt einen kurzen Auszug der nicht im Druck veröffentlichten Dissertation dar, von welcher je ein vollständiges Exemplar in der Bibliothek sowie im Min. Geol. Institut der Universität Würzburg aufliegt; in letzterem befinden sich auch die Belegstücke zu den rund 255 aufgefundenen und eingehend untersuchten Fossilien, von welchen hier nur die Beschreibung der 26 neuen Arten bzw. Varietäten wiedergegeben wurde.

Nördlich des Städtchens Hirschau (vgl. Fig. 1) gelangt man zu den eine Karneolbank in ihrer Mitte führenden Arkosen und rotgrünen Letten des Oberen Keupers. Etwa 1 km südlich von Ehenfeld folgen dann in ihrem Hangenden die meist rötlichbraunen *Zanklodon*-Letten mit einer harten, weiß- und rotgefleckten kalkigen Konglomeratbank. Die Mächtigkeit dieser Letten schwankt zwischen 23 und 35 m und nimmt nach Nordosten hin zu. Darüber liegt ein etwa 13 m mächtiger, grobkörniger, gelblicher bis blaßroter, in verwittertem Zustand häufig braungefleckter toniger Sandstein, der seinerseits wieder von einem etwa gleich mächtigen, meist roten, mitunter auch grünen Letten ähnlich dem *Zanklodon*-Letten überlagert wird. Darüber findet sich nochmals eine etwa 1,8 m mächtige Bank eines ziemlich leicht zerfallenden, feinen, weißlichen Sandsteins, dessen Decke eine mit Quarzkörnern durchspickte Limonitbank bildet. Letztere bildet die obere Grenze des Rät gegen den Lias. Was über dem *Zanklodon*-Letten liegt, gehört bereits dem Rät an, das hier etwas abweichend ausgebildet ist.

Über der erwähnten Limonitbank folgt als unterstes Glied des Lias ein etwa 1,71 m mächtiger dickbankiger Sandkalk, mit groben Quarzkörnern reichlich gespickt und durch die Verwitterung des ursprünglich vorhandenen Eisenkarbonats gelb bis braun gefärbt (Lias α?). Wegen seiner Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung nimmt dieser Sandkalk im untersuchten Gebiet die höchsten Punkte der Landschaft ein.

Darüber gelagert ist ein 2,10 m mächtiges dünnbankiges, durch Limonit braungefärbtes mergeliges Gestein mit spärlicher Fossilführung im Hangenden (Lias β?). Hier finden sich zum erstenmal im Gebiet organische Reste: *Ostrea*-Schälchen, ein glatter *Pecten* sp., *Waldheimia indentata* Sow. und *W.* cfr. *cornuta* Sow.

Darüber liegt wiederum ein grobsandiger, bräunlich verwitternder, oft oolithischer Kalk. Hier findet sich namentlich auf dem östlichen Hag und Geißbühl eine Menge verkalkter Brachiopoden: Alle hier aufgefundenen *Spiriferina*-Arten (*Sp. pinguis* Ziet., *verrucosa* Bch., *rostrata* Schl., cfr. *Sicula* Gemm., *Hartmanni* Ziet., *semicircularis* Boese, *Münsteri* Dav.), *Rhynchonella furcillata* Theod., mit den Varietäten *Ehenfeldensis* n. var., *Rh.* ex aff. *furcillata* n. var. und *altesinuata* n. var., *Rh. curviceps* Qu., *Rh. tetraëdra* Sow., *Rh. subdecussata* Mstr., *Rh. parvi-*

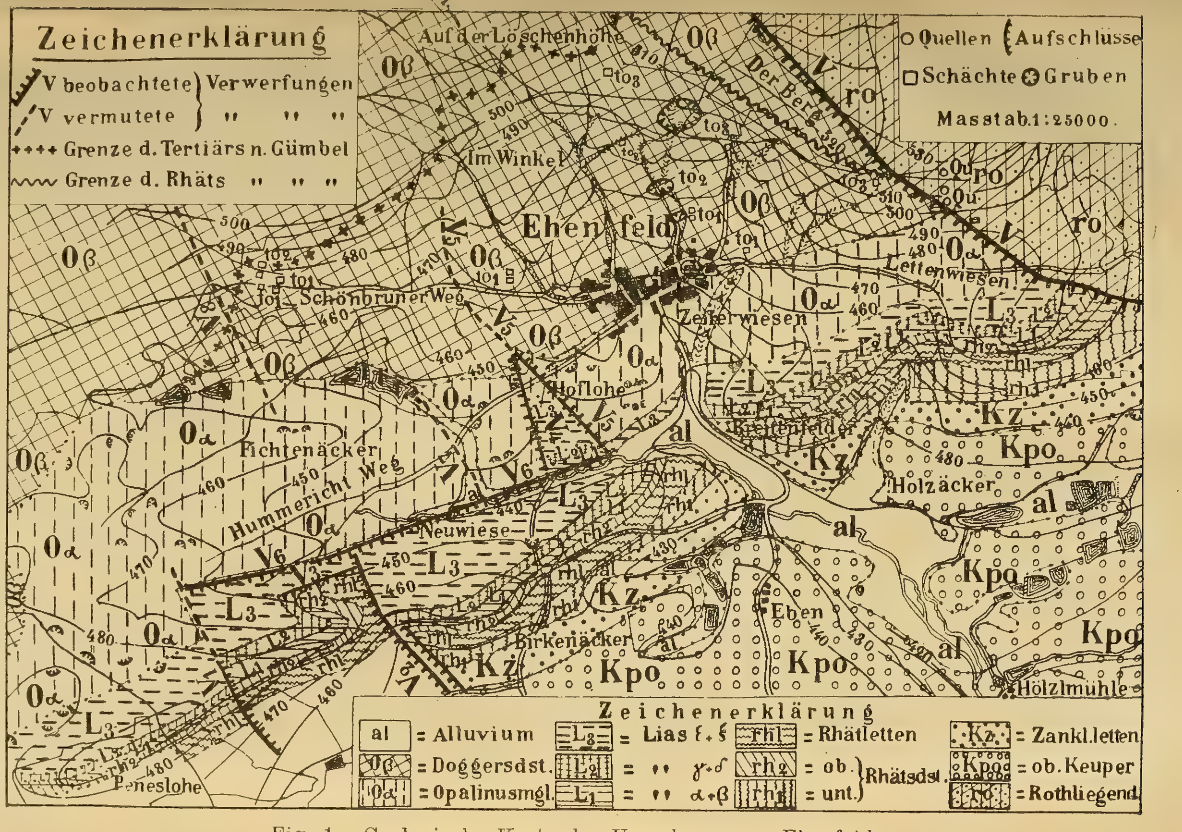


Fig. 1. Geologische Karte der Umgebung von Ehenfeld.

rostris Roem., *Rh.* cfr. *rostellata* Qu., *Rh.* cfr. *lacuna* Qu., *Rh. oxynoti* Qu., *calcicosta* Qu., *Rh. variabilis* Schl. mit var. *plana* n. var., *Rh. lineata* Y. a. Bd., *Terebratula subpunctata* Sow., *T. Radstockensis* Dav., *Epithyris subovoides* em. Desl., *Waldheimia numismalis* Lam. mit var. *orbicularis* Schuebl., *W. indentata* Sow., *W. Waterhousei* Dav. (selten), *W. Sarthacensis* d'Orb. Von anderen Klassen der Evertebraten finden sich: *Avicula inaequivalvis* Sow., *A. oxynoti* Qu., *Gryphaea obliqua* Goldf., *Alectryonia Lehneriana* n. sp., einige *Cardinia*-Formen (*C. Listeri* Sow., *C.* cfr. *hybrida* Ag.), *Pleuromya rotundata* Goldf., *Lima* (*antiquata* Sow., *subcincta* Schl.), *Aequipecten Hehli* d'Orb., *Ae. subulatus* Mstr., ferner als Seltenheiten etliche Belemniten und als bezeichnendes Leitfossil *Deroceras Taylori* Sow.

Über der „Spiriferinenbank" des Untersten Lias γ von etwa 10 cm Dicke folgen dann bis zur oberen Grenze des unteren Mittellias schwärzlichgraue, den Steinmergeln Schwabens ähnliche dickere Bänke eines mitunter schwefelkiesreichen und oolithischen Mergelkalkes von 1,5 m Mächtigkeit. Östlich der Straße Ehenfeld—Hirschau sind die Schichten des Lias γ bis zum obersten Drittel sehr reich an kleineren abgerollten Quarzkörnern. Die Bänke des Lias zerfallen demnach über der Spiriferinenbank in zwei Abteilungen: in die des Mittleren und Oberen Lias γ, beide wohl unterschieden durch charakteristische Versteinerungen. Im Mittleren Lias γ finden sich: *Cidaris* sp. 1 und 2, *Rhynchonella rimosa* v. Bch., *Rh. furcillata* Theod., *Rh. parvirostris* Roem., *Rh. scalpellum* Qu., *Rh.* cfr. *Dalmasi* Dum., *Rh. rostellata* Qu., *Rh. variabilis* Schl., *Rh. meridionalis* Desl., *Waldheimia numismalis* Lam. mit var. *subquadrifida* Opp., W. *subnumismalis* Dav. (sehr häufig), *W. Waterhousei* Dav., *Aequipecten* (*priscus* Schl., *aequivalvis* Sow., *liasinus* Nyst., sp. 1 und 2, *cingulatus* Schl. (!)), *Entolium demissum* Phill. (!), *Chlamys textorius* Schl., *Velopecten tumidus* Hartm., *Plagiostoma punctatum* Desh., *Limea acusticosta* Mstr., *Limea* sp., *Ostrea irregularis* Lam., *Arca* sp., *Solen liasinus* Opp., *Pholadomya ambigua* Sow., ferner *Polymorphites polymorphus* var. *mixtus* Qu., *Dumortieria Jamesoni* Sow., *Cycloceras Maugenesti* d'Orb., *C. binotatum* Opp., *C. Actaeon* d'Orb., *Tropidoceras Masseanum* d'Orb., *Oxynoticeras Lynx* d'Orb., *Coeloceras pettos* Qu., *Belemnites* (*umbilicatus* Bl., *virgatus* May., *apicicurvatus* Blainv.), ein Wirbel eines *Ichthyosaurus*. Das obere γ des Lias aber enthält *Rh. aliena* Rau.,

Rh. aliena Rau mit *var. Raui* n. var., *Rh. variabilis* mut. *minor* Rau (z. T.), die drei oben erwähnten *Pecten*-Arten, den eine förmliche Bank bildenden *Inoceramus ventricosus* Sow., *Gryphaea cymbium var. gigantea* Goldf. *Stuorella torosa* Mstr., *Pleurotomaria anglica* Sow., *Cryptaenia expansa* Sow., *Nautilus intermedius* Sow., *Phylloceras Loscombi* Sow., *Lythoceras fimbriatum* Sow., *Aegoceras maculatum* Y. a. Bd., mit *var. angulatum* Qu., *Deroceras Davoei* Sow., *Liparoceras striatum* Ziet. und die bereits im mittleren γ genannten *Belemniten* mit *B. clavatus* Schl.

Etwas abweichend sind im Unteren und Mittleren Lias die faunistischen Verhältnisse auf den Breitenfeldern östlich von Ehenfeld. Wenn auch hier die charakteristischen Ammoniten, Belemniten, Brachiopoden und Bivalven nicht ganz fehlen, so fällt hier doch der Reichtum der Strandnähe liebenden Gastropoden auf. Hier kommen vor: *Stuorella (bicatenata* Mstr., *Nerei* Mstr., *princeps* Dunk.*)*, *Pleurotomaria Hiedereriana* n. sp., *Pl. anglica* Sow., *Trochus (imbricatus* Sow., *Deschampsi* d'Orb., *Brunhuberianus* n. sp., *heliciformis* Ziet., *glaber* Kch. u. Dk.*)*, *Amberleya Escheri* Mstr. (häufig) mit *var. Ehenfeldensis* n. var., *Cerithium* (?) (*Ammonianum* n. sp., *quinquecinctum* n. sp.) *Loxonema Blainvillei* Mstr., *Katosira undulata* Benz., *Chrysostoma* cfr. *solarium* Piette. Von Bivalven sind *Astarte-* und *Cardita-*Formen nicht selten. Im Mittel- und Obergamma des Lias finden sich aber auch mehrere gemeinsame Arten: *Cardinia Listeri* Sow., *Cardita multicostata* Phill., *Unicardium Janthe* d'Orb., *Cypricardia cucullata* Goldf. u. a.

Über dem Lager des *Deroceras Davoei* Sow. bemerkt man am Liasaufschluß des Geißbühls eine 5—15 cm dicke Bank eines hellgraugrünen Mergeltones, voll von Hunderten z. T. gut erhaltenen *Belemniten* (*B. clavatus* Schl., *B. umbilicatus* Bl., *B.* cfr. *apicicurvatus* Blainv., *B. virgatus* Mayer., *B. Mülleri* Phill., *B. faseolus* Dum.), besonders *B. paxillosus* Schl. liegen in allen Größen und Entwicklungsstufen regellos durcheinander. Über diesem Mergelton folgen am Geißbühl zwei Bänke eines dichten grünlichweißen quarzfreien, stark mit Schwefelkies imprägnierten Mergelkalkes, die sich trotz ihrer Härte ungemein leicht zersetzen. Man findet darin bei weiter fortgeschrittener Zersetzung Limonitknollen mit Gipskriställchen (∞ P ∞, — P, ∞ P). Nach Auslaugung des Gipsgehalts bleiben die besonders in den Äckern allenthalben sicht-

baren ockerig-erdigen, die Grenze des Mittellias gegen den Posidonienschiefer anzeigenden Massen übrig.

In den Kalkbänken wurden folgende z. T. für Lias δ charakteristische Arten gefunden: *Millericrinus Hausmanni* Roem, *Pentacrinus (basaltiformis* Mill., *subangularis* Mill., sp.*)*, *Cotyloderma lineati* Qu., *Serpula circinalis* Mstr., *S. quinquecristata* Mstr., *Spiriferina rostrata* Schl. (Zwergform), *Rhynchonella laevigata* Qu., *Rh. scalpellum* Qu., *Rh. retusifrons* Opp., *Rh. Dalmasi* Dum., *Rh. variabilis* Schl., mit den Rauschen Varietäten bzw. Mutationen *major* (selten), *minor* (gemein), *squamiplex* Qu., *Rh. variabilis* var. n. *plana*, *Rh. Delmensis* Haas, *Terebratula subpunctata* Dav., die hier ihre Hauptentwicklung hat, mit *T.* cfr. *sphenoidalis* Gemm. als Abart, *Waldheimia* cfr. *indentata* Sow., *W. subdigona* Opp., ferner *Aequipecten strionatis* Qu., *Cardium (?) caudatum* Goldf., *Limea acuticosta* Mstr., *Plagiostoma punctatum* Desh., *Plicatula spinosa* Sow. (letztere drei Arten schon im Lias γ vertreten), *Cryptaenia aperta* Burkh., *Trochus nudus* Mstr., *Turbo cyclostoma* Ziet., *Nautilus intermedius* Sow., *N.* cfr. *striatus* Sow., *N.* sp., auch noch *Lythoceras fimbriatum* Sow., hier mit gut ausgebildeten Fransen, *Aegoceras planicosta* Sow., *Agassiceras centriglobus* Opp., *Liparoceras Bechei* Sow., *Cycloceras Stahli* Opp., *Amaltheus margaritatus* Montf., mit den Quenstedtschen Varietäten *giganteus, laevis, nudus, depressus*, *Belemnites clavatus* Schl. und *B. paxillosus* Schl. Die Gesamtmächtigkeit des Lias δ beträgt am Gleißbühl etwa 0,75 m. Der obere Lias δ fehlt. Lias γ und δ haben auch hier verschiedene Arten gemeinsam.

Über den Kalkbänken des Lias δ folgen die 13 m mächtigen, braunverwitternden bituminösen Papierschiefer des Lias ε mit der *Monotis*-Bank und *Communis*-Bank im unteren Drittel. Die hier schlecht aufgeschlossene Zone hat nur spärliches Fossilmaterial geliefert von auch anderwärts gemeinen Arten.

Auf den Äußerbühläckern östlich von Ehenfeld nehmen die Schiefer eine festere, dickplattigere Form an und werden den limonitischen Mergelbänken des Unteren Lias ähnlich. Der Kalkgehalt ist meist ausgelaugt. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine gegen ein östlich vorgelagertes Festland hin auftretende Küstenfazies.

Auf dem Hag, wie auf den Zeilerwiesen erkennt man im Gelände die obere Grenze des Posidonienschiefers gegen

die darüberliegenden Mergel an zwei kleinen Talmulden. Diese sind dadurch entstanden, daß das Wasser auf den zähen und wenig durchlässigen, nach N einfallenden Posidonienschiefern beim Abfließen in der Schneeschmelze immer mehr nach unten arbeitete und die weicheren und durchlässigeren Mergel wegschwemmte. Von diesen gehört nur die untere, 2,70 m mächtige Partie zum Lias ζ, welche ich in einer Mergelgrube an der Großschönbrunner Straße in drei etwa gleichgroße Abteilungen gliedern konnte. Oben und unten sind die Mergel mehr bräunlich und führen unten lößkindelähnliche Kalkkonkretionen, oben aber Limonitknollen mit Gipskristallen und -aggregaten. Letztere finden sich auch in den mittleren gräulich-schwarzen Mergeln.

Für die untere Abteilung sind besonders die meist verkiesten *Dumortieria*-Arten (*Munieri* Haug, *Lewesquei* d'Orb., *falcofila* Qu., cfr. *Lessbergi* Brca.) und das verkalkte *Grammoceras toarcense* d'Orb. bezeichnend, während *Coelodiscus minutus* Schübl. und *Rostellaria subpunctata* Mstr. von hier bis in die *Torulosus*-Schichten reichen. Belemniten (*B. irregularis* Schl., *B. incurvatus* Ziet., *B. exilis* d'Orb., *B. tubularis* Y. a. Bd., *B. acuarius ventricosus* Qu., *B.* ac. *macer* Qu., *B. tripartitus gracilis* Qu., *B. pyramidalis* Ziet., *B. tripartitus crassus* Wern.) finden sich hier wie auf den Zeilerwiesen unmittelbar über dem *Algacites*-Schiefer des Lias ε in besonderer Häufigkeit.

Auch die mittleren grauen, unten bereits bräunlich werdenden Mergel führen unten ein förmliches Belemnitenlager (*B.* cfr. *parvus* Qu., *B. oxyconus* Hehl., *B. subclavatus* Voltz. (= *clavatus* Schl.))

Nur im Mittleren Lias-ζ-Mergel kommt *Lythoceras hircinum* Schl. vor. Neben ihm zeigen sich aber auch schon *L. Pompeckji* Krumbeck und etliche *Grammoceras*-Formen. Letztgenannte *Lythoceras*-Art und die Gattung *Grammoceras* (*Aalense* Ziet., *subcomptum* Brca., *mactra* Dum., *lotharingicum* Brca., *fluitans* Dum., *costula* Rein., cfr. *pseudoradiosum* Brca., cfr. *Aalense* Ziet. var. 1 u. 2) sind in den Oberen Mergeln vorherrschend. Eine 4—10 cm mächtige, stark gebräunte, Lamellen von kohlensaurem Kalk führende Grenzschicht in ihrem Hangenden ist überreich an organischen Resten.

Hier finden sich zu Hunderten Exemplare von *Pseudolioceras falcodiscus* Qu., ferner *Phylloceras Calypso* d'Orb., *Pentacrinus jurensis* Qu., *Rhynchonella variabilis* Schl., *Posidonia Alberti Magni* n. sp., *Nucula Hausmanni* Roem.

Leda inflexa ROEM., *L. Zieteni* BRAUNS, *Cucullaea subconcinna* n. sp., *Trochus subacutecarinatus* n. sp., *Tr. subduplicatus* D'ORB., *Cerithinella* sp., *Belemnites Tessonianus* D'ORB., *B. subclavatus* VOLTZ., *B. breviformis* VOLTZ., endlich auch schon *Astarte Voltzii* HOEN.

Dogger α. Darüber beginnen bereits schwärzliche Mergel, die zwar hier besser noch zum Lias gezogen werden könnten, nach schwäbischem Muster aber bereits zum Dogger gestellt werden. *Astarte Voltzii* HOEN., *Nucula Hammeri* DEFR., *Lytoceras torulosum* SCHUEBL., *L. taeniatum* POMP., ein Wirbel eines *Ichthyosaurus*, *Astarte (opalina* QU.?), *Thecocyathus tintinabulum* GOLDF. (auch im Lias ζ) wurden hier angetroffen, auch weiße *Grammoceras*-Gehäuse, nie aber *Leioceras opalinum* REIN. trotz der von GUEMBEL behaupteten Häufigkeit dieser Art im Amberger Jura.

Überhaupt sind die am Hag 58,19 m, bei Ehenfeld 73,88 m mächtigen *Opalinus*-Mergel außer ihrem Liegenden fast frei von organischen Resten.

Dogger β. Über den *Opalinus*-Mergeln folgen in der weiteren Umgebung von Ehenfeld (vgl. Fig. 2—4) vorwiegend weißliche tonhaltige Sandsteine, denen die in den Hirschauer Steingutfabriken seit langem verwendeten Tone eingelagert sind. GUEMBEL rechnet diese etwa 166 bis 168 m mächtige Schichtenfolge zum Tertiär, LEPSIUS gar zum Diluvium. GUEMBEL meint, es könnte sich um Einschwemmungen aus dem kaolinreichen Hirschau—Schnaittenbacher Tale handeln. Dagegen spricht die Höhenlage der Tone in einer Meereshöhe von 460—520 m, während das genannte Tal etwa 410 m durchschnittliche absolute Höhe aufweist. Zwischen Ehenfeld und Schnaittenbach findet sich keine Spur solcher Ablagerungen. Nach Dr. JOSEPH DORFNERS Analysen des Ehenfelder Tones und Hirschauer Kaolins besteht, was den Tonerde- und Kieselsäuregehalt betrifft, ein bedeutender Unterschied zwischen beiden Vorkommnissen. Endlich ist die rote Farbe der größeren Masse des Ehenfelder Tones, wenn man ihn als Einschwemmung vom erwähnten Tale her ansehen wollte, unerklärt; denn beim Rohkaolin findet man diese grellrote Tönung nie. Wie eingehende Untersuchungen gelehrt haben, ersetzen diese weißen Tonsandsteine mit ihren Tonlagern den Unteren Eisensandstein anderer Gegenden. Wo diese Sandsteine beginnen, steigt hier allenthalben das Gelände steil an. Abgeschwemmte Sandmassen bedecken in Feldern und Wiesen weithin den *Opalinus*-Mergel bis zu etwa 1 m Höhe.

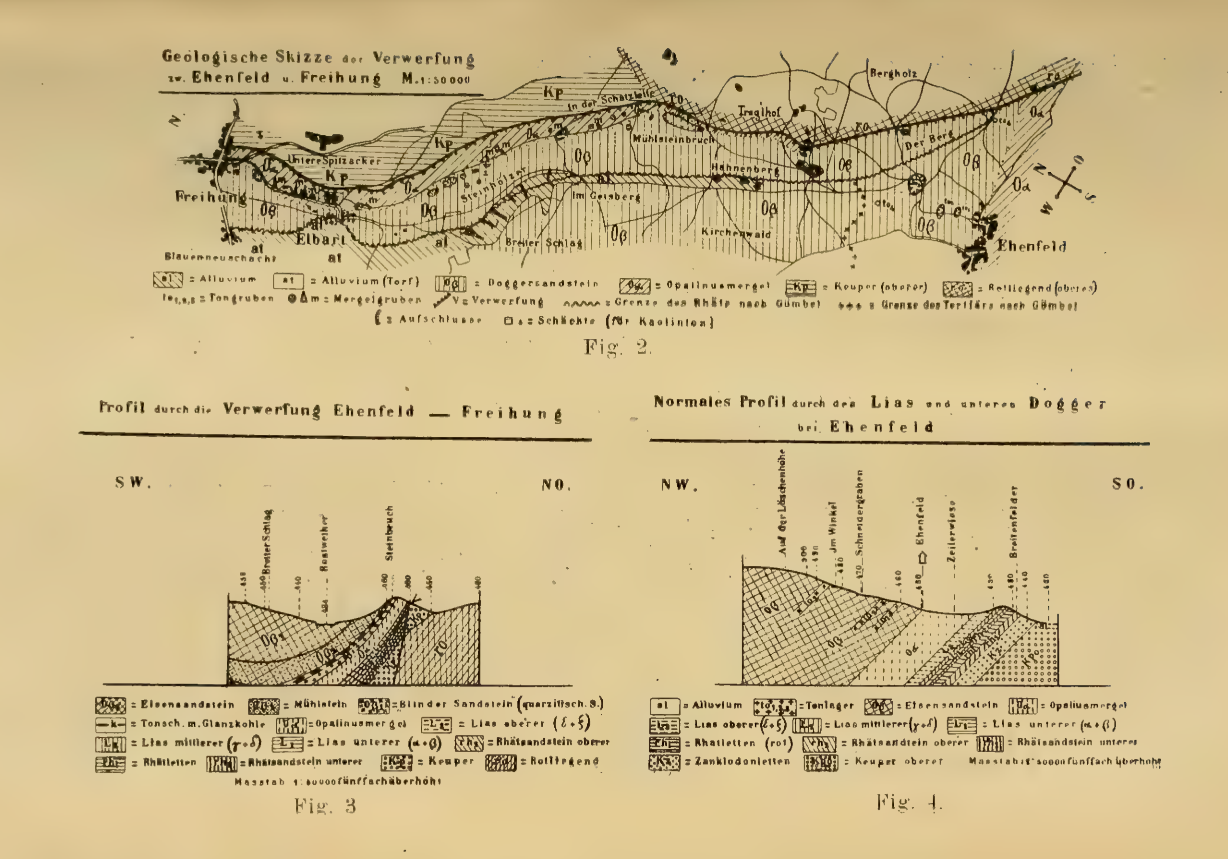


Fig. 2.

Fig. 3

Fig. 4.

Der Dogger β beginnt mit einem 25—27 m mächtigen feinkörnigen gelbbraunen Eisensandstein, darüber folgen, 4 m dick, diagonalgeschichtete gelblichweiße Sandsteine mit feinerem, auf diesen solche mit gröberem Korn von weißer Farbe und mit Ton als Bindemittel in einer Mächtigkeit von 6 m. Im unteren gelblichen Sandstein sind häufig limonitreichere Einlagerungen anzutreffen.

Über dem grobkörnigeren Tonsandstein folgt das an mehreren Stellen hier abgebaute 1. Tonlager, von welchem ich, wie von den darüber folgenden Schichten, in einer Schlucht zwischen Kirche und Kalvarienberg folgende Profile aufgenommen habe.

5.	Grauweißer braungefleckter Ton	1,35 m	2,65 m
4.	Blutrote Tonlage	0,20 m	
3.	Leberbraune Tonlage	0,45 m	
2.	Weißer, unten rotgefleckter Ton	0,65 m	
1.	Grobkörniger Tonsandstein . .	6,00 m	

Weiße und rote Tonlagen aber wechseln im untersten Tonlager in ihrer Dicke sehr stark, wie mir Profile in den Tongruben an der Großschönbrunner Straße zeigten.

Über diesen Tonen folgen dann auf dem Wege zum Kalvarienberge von unten nach oben:

5.	Tonsandstein . . . . etwa	54 m
4.	Violetter Ton	3—4 m
3.	Sandstein	2 m
2.	Ziegelroter Ton	2 m
1.	Tonsandstein	6,5 m

Dieses 2. Tonlager liegt in etwa 470 m Meereshöhe. Bei 491 m Höhe beginnen über den ungefähr 54 m mächtigen Sandsteinen mächtige violette Tone, welche nach oben durch eine Quarzkörner enthaltende, 5 cm dicke Limonitbank abgeschlossen werden.

Über diesem 3. Tonlager folgt der typische gelbe Eisensandstein, ohne daß eine Änderung im Streichen u. Fallen zu bemerken wäre. Wahrscheinlich dem 3. Tonlager angehörende Tone finden sich 1 km vom Guembelschen „Tertiär" entfernt am Massenrichter Weg in einer absoluten Höhe von 496 m; über diesen Tonen lagert gleichfalls typischer Eisensandstein. Auch unter den mächtigen Eisensandsteinen Seugasts erbohrte man in 24 m Tiefe ähnliche weiße Tone, wie sie bei Ehenfeld vorkommen. Ähnlich ist auch bei Dürnsricht nördlich Schwandorf der typische Eisensandstein von einem

mürben weißlichen Tonsandstein unterlagert, den LEPSIUS zum Rät rechnet. Ferner erwähnt GUEMBEL (Ostbayerisches Grenzgebirge, S. 623) einen „weißlichen verkieselten, sehr harten Sandstein“, der an den Granit des Blauberges anstößt und der „wahrscheinlich Eisensandstein ist“. Dieser Sandstein erinnert sehr an die feinkörnigen Doggersandsteine Ehenfelds und des Mühlberges bei Massenricht. Die Ehenfelder Tonsandsteine und ihre Tonlager und die äquivalenten Bildungen der weiteren Umgebung gehören also nicht dem Tertiär oder dem Rät, sondern dem Dogger β an.

In der Gegend des Hag sind *Opalinus*-Mergel und Eisensandstein durch ein typisches Scheidetal getrennt, da das Wasser auf dem weniger durchlässigen Mergel abläuft.

Oberer Dogger und Unterster Malm bei Großschönbrunn.

Gelegentlich einer Brunnengrabung bei Großschönbrunn (7 km nordwestlich Hirschau) habe ich folgendes Profil aufgenommen:

8.	Grobkörniger eisenschüssiger Quarzsand . .	4,80 m
7.	Harter grauer dickbankiger Mergelkalk .	7,70 m
6.	Bröckelige grünliche mergelig-kalkige Lage (Grünoolith ?)	1,50 m
5.	Schwarzer oolithischer Ton	0,35 m
4.	Gelbe Tonlage	0,25 m
3.	Rote oolithische Tonlage	0,20 m
2.	Limonitschwarte	0,06 m
1.	Sog. Seugaster Sandstein = Oberer Eisensandstein	sehr mächtig

3. und 4. dürften dem *Macrocephalus*-Oolith, 5. dem Ornatenton entsprechen. Was darüber liegt (außer 8.), gehört bereits dem Malm an, wie die hier in Lage Nr. 6 gefundenen Stücke des *Perisphinctes chlorooolithicus* GUEMB. beweisen. Sonst habe ich hier keine Versteinerungen gefunden, bei Vilseck aber einige undeutliche, dem Oberen Dogger angehörende Reste. Der bei Neumarkt noch deutlich in Stufen gegliederte Obere Dogger scheint demnach gleich dem Lias am Ostrande allmählich auszukeilen. Dogger γ, δ und Unter-ε scheinen zu fehlen oder sind durch den hier sehr mächtigen Eisensandstein ersetzt.

Streichen, Fallen und Verwerfungen (vgl. Karte!).

Die Schichten des Lias und Rät streichen von der Großschönbrunner Straße bis zur ersten Querverwerfung am Hag N $71\frac{1}{2}°$ O und zeigen ein Einfallen von 10° N. Zwischen der ersten und zweiten Querverwerfung beobachtet man Streichen N 78° W, Fallen 5° N. Vom Geißbühlweg bis zur Verwerfung gegen das Rotliegende hin beobachtet man wieder Streichen N $71\frac{1}{2}°$ O, Fallen 11° N. Damit stimmt auch das Streichen der von Guembel für Tertiär angesehenen Sandsteine und Tone ziemlich überein. Westlich vom Dorfe Ehenfeld fand ich Streichen N 78° O, Fallen 13° N.

Auch fällt die Grenze des *Opalinus*-Mergels und des Guembelschen Tertiärs mit der dieser Mergel und der Eisensandsteine von der großen Ehenfeld—Kirchenthumbacher Spalte im Westen bis zur Querverwerfung im Baumgarten westlich des Dorfes zusammen. Das nördliche Einfallen widersinnig gegen die Böschung ist den Tongrubenarbeitern schon lange bekannt.

Die Ehenfeld—Kirchenthumbacher Spalte übt so gut wie keinen Einfluß auf die Streich- und Fallrichtung der Liasschichten aus, wohl aber die zweite Querverwerfung zwischen dem Hag und den Neuäckern. Unmittelbar neben ihr erscheinen die hier nur etwa 5° gegen Norden einfallenden Posidonienschiefer aus ihrer ursprünglichen Streichrichtung heraus gegen Norden geschoben. Die erste Querverwerfung (V_1) auf dem Hag streicht N 27° W; das Fallen konnte nicht beobachtet werden. Der gesunkene Hangendflügel ist im Osten, wo die älteren Schichten liegen. Mittlerer Lias westlich der Spalte kommt neben den östlich davon gelegenen Oberen Rätsandstein, Posidonienschiefer neben diesen, Unteren, Mittleren und Oberen Lias zu liegen. Die saigere Sprunghöhe beträgt 6 m. Im Gelände macht sich dieser Sprung gut bemerkbar. Während der vom westlichen Hag kommende Feldweg bis zur ersten Querverwerfung auf der durch die harten Bänke des Unteren Lias gebildeten Bergeskante verlief, ist auf einmal von der Verwerfung an die höchste Erhebung um etwa 20 m feldeinwärts nach Norden verschoben, wo jetzt die erwähnten Kalksandsteinbänke mit ihren Schichtköpfen anstehen.

Viel bedeutender ist die zweite Querverwerfung (V_2) an der Grenze des Hag und der Neuäcker mit einem

Streichen N 11½° W. An dieser Verwerfung steigt von Ost nach West das Gelände ziemlich steil um etwa 10 m an. Die vom Geißbühl bis zur großen Ehenfeld—Kirchenthumbacher Spalte wahrgenommene Streich- und Fallrichtung erfährt bis zum Geißbühl die oben erwähnte nördliche Verschiebung und das Einfallen beträgt schließlich nur noch 5° N, womit das zweimalige Zutagetreten der *Monotis*-Bank oben auf der Hochstraße und im Ehenbachtale zusammenhängt. Im Westen der Spalte fallen, wie deutlich zu sehen ist, die anstoßenden Schichten in einem Winkel von 2° von der Verwerfung weg nach Westen. Im Osten der Spalte liegt Posidonienschiefer, der an die westlich davon gelegenen Rätletten anstößt. Das Hangende der Verwerfung ist also im Westen zu suchen. Vergleicht man damit die Verhältnisse an V_1, so ergibt sich, daß der zwischen V_1 und V_2 gelegene Schichtenkomplex eingesunken ist. Im nördlich vorgelagerten Teil des Kehlbrunnens bemerkt man eine dem erwähnten Tale parallele, einer Längsverwerfung nahekommende spießeckige Verwerfung (V_3) mit einem Streichen N 79° O. Die oberste Belemnitenschicht des Lias ε mit *B. irregularis* Schl. und *B. tubularis* Y. a. Bd. und dieser selbst grenzen hier zuerst an den Mittleren, gegen Osten an den Unteren Lias, und schließlich an den Oberen Sandstein und die roten Letten des Rät. V_3 scheint bedingt durch V_2. Die Sprunghöhe beider beträgt etwa 13—15 m.

In der Nähe von V_2 und an der großen Ehenfeld—Kirchenthumbacher Spalte findet man häufig Gesteinsstücke mit charakteristischen Rutschstreifen.

Beachtenswert ist eine dreieckige Scholle von Liasgesteinen, die in die *Opalinus*-Mergel am Hofangerweg emporgepreßt zu sein scheint. Der genannte Weg folgt einer nach N 7½° W streichenden Verwerfung (V_4). Im Osten ist die Scholle begrenzt durch eine andere nach N 33° W streichende, noch in den nördlich vorgelagerten Eisensandsteinen an der dortigen Talbildung kenntlichen Verwerfung (V_5).

Im Tale des Baches aber ist die Liasscholle begrenzt durch eine dritte, mit dem Tale des Baches parallel nach Streichen N 79° O verlaufende spießeckige Verwerfung (V_6), welche westlich talaufwärts bis zur Verwerfungsquelle des Kehlbrunnens reicht, im Osten aber, da sie keinen erheblichen Einfluß auf das Streichen und Fallen der das Tal an der Straße Hirschau—Ehenfeld überschreitenden Schichten ausübt, wohl die erwähnte Straße nicht

erreicht. In dem auf diese Weise dreieckig begrenzten Schollenstück bemerkt man, von Süd nach Nord schreitend, nacheinander Unteren, Mittleren und Oberen Lias, dessen Schichten nach Nordost streichen und mit einem Winkel von 5—10° nach Norden einfallen. Die saigere Sprunghöhe der drei letztgenannten Verwerfungen dürfte etwa 20 m betragen. Wahrscheinlich mit einer Verwerfung (V_7) parallel V_5 dürfte die Talmulde des Abflusses des Fichtenweihers und jene zwischen Fichten- und Schlagweiher (V_8) in Beziehung stehen.

Augenscheinlich machen sich V_1 und V_2 auch noch im *Opalinus*-Mergel und im darüberliegenden Sandstein geltend; denn sonst wäre der breite Ausstrich dieser Mergel auf dem Hag unerklärlich.

In den Tongruben am Harweg wurde ferner eine annähernd westöstlich verlaufende Spalte bemerkt.

V_2 aber scheint sich in das so weiherreiche tiefe Tal der hinteren Peneslohe fortzusetzen. Das Tal des Ehenbaches aber hat annähernd die gleiche Richtung wie die große Ehenfeld—Kirchenthumbacher Spalte. Ferner scheint die Annahme nicht von der Hand zu weisen zu sein, daß auch das westöstlich verlaufende Hirschau—Schnaittenbacher Tal einer diese Richtung einhaltenden Spalte seinen Ursprung verdankt.

2. Die tektonischen Verhältnisse an der Ehenfeld—Kirchenthumbacher Spalte bis Freihung.

(Mit 1 Karte und 1 Profil im Text.)

Im Osten von Ehenfeld stoßen die Schichten des Lias und Unteren Doggers an das Rotliegende. In neuerer Zeit wurden die östlich von Ehenfeld aus der Verwerfungsspalte hervorquellenden Wässer der Wasserversorgung Ehenfelds dienstbar gemacht. Vom Schlagl bei Ehenfeld bis Freihung liegen im Westen bzw. Südwesten der Spalte weiße harte Sandsteine, von welchen die grobkörnigen seit alter Zeit zu Mühlsteinen verwendet wurden. Guembel rechnete diese Sandsteine zum Rät. Auf Grund nachstehender Tatsachen wird man aber zu anderer Ansicht gelangen müssen (vgl. Fig. 3).

Das Streichen der fraglichen Sandsteine ist vorwiegend nach NW.

	Streichen	Fallen
Berg bei Ehenfeld	N 22° W	25° N
Hahnenberg beim Träglhof . . .	N 17° W	78° N
Mergel am Mühlberg	N 4° W	74° N
Gelber Sandstein am Geißberg .	N 36½° W	72° N
Steinhölzer	N 41° W	76° N
Steinhölzer	N 57½° W	77° S
Freihung südlich der Kirche . .	N 26° O	57° S

Die Schichtenfolge ist also an der Ehenfeld—Kirchenthumbacher Spalte steil aufgerichtet, ja überkippt, wie sich gleich zeigen wird.

Da, wo die Schichten sich steiler aufzurichten beginnen (Träglhof), treten schwärzliche Mergel zwischen den Sandsteinen und dem Rotliegenden, später zwischen den Sandsteinen und dem bleierzführenden Keuper von Freihung zutage, welche GUEMBEL in seine Karte 1: 100 000 nicht eingezeichnet hat. Diese Mergel gehören zum Teil noch dem Lias, meist aber dem Dogger an, wie charakteristische Versteinerungen zeigen. So trifft man am Träglhof auf Mergelhaufen Trümmer der *Monotis*-Bank, *Coeloceras crassum* Y. a. BD., zerrissene, wieder zusammengeheilte Belemniten (*B. irregularis* SCHL. und *B. tripartitus crassus* WERN.), also typische Arten des Posidonienschiefers; weiterhin zahlreiche *Grammoceras*-Exemplare, *Lythoceras Pompeckji* KRUMB., *Pseudolioceras falcodiscus* QU., *Belemnites subclavatus* VOLTZ und *B. pyramidalis* MSTR., also Arten des Lias ζ. Nordwestlich vom großen Mühlsteinbruch kommen auch noch *Lythoceras dilucidum* OPP., *Trochus subduplicatus* D'ORB., *Rostellaria subpunctata* MSTR., *Astarte alta* MSTR., *Orthotoma* sp. (!), *Pentacrinus Würtembergicus* OPP., *Thecocyathus mactra* GOLDF. zutage als zum Teil bereits den *Torulosus*-Schichten eigentümliche Arten. In der Fortsetzung gegen den Wald hin zeigen sich versteinerungsarme schwarze Mergel mit *Nucula Hammeri* DEFR. und *Belemnites conoideus* OPP. Die Mergel fallen nach Norden ein. Ihnen zunächst liegen gelbe feinkörnige Sandsteine, welche am Geißberge in einem Steinbruche abgebaut werden. Weiter von den Mergeln entfernt folgen feinkörnige, nach diesen grobkörnige feste tonführende weiße Sandsteine. Den letzteren ist im großen Mühlsteinbruch und im Mühlsteinbruch hinterm Geißberg ein etwa 50 cm mächtiges Lager von gelben und grauen sandigen Tonen mit einem etwa 15 cm starken Bande pechschwarzer Glanzkohle eingeschaltet. Bei Freihung aber, wo

auch mitunter nach der Aussage eines alten Obersteigers zwischen *Opalinus*-Mergel und Keuper eine höchstens 10 cm starke Bank des Lias in Form eines limonithaltigen Schiefers (strandnahe Fazies des Posidonienschiefers wie im Osten von Ehenfeld?) sich bemerkbar macht, finden sich hinter der Kirche in einer Grube Trümmer eines roten tonigen Sandsteins.

Die gegebenen Verhältnisse fordern zu einem Vergleich der sogenannten Rätsandsteine dieser Gegend mit der von GUEMBEL für Tertiär angesprochenen Tonformation des Ehenfelder Doggers β heraus.

Und in der Tat entsprechen die dem *Opalinus*-Mergel zunächst liegenden feinkörnigen gelben Eisensandsteine des Geißberges auffallend den ebenfalls auf die Mergel folgenden, ebenso ausgebildeten Eisensandsteinen im Westen Ehenfelds. Der feinkörnige weiße Sandstein — blinder Sandstein der Steinbrucharbeiter —, wie er bei Träglhof, im Mühlsteinbruch, in den Steinhölzern und bei Freihung angetroffen wird, findet sich wieder im Westen des Dorfes. Der grobkörnige Tonsandstein — Mühlsandstein der Arbeiter — ist, von der Härte abgesehen, den grobkörnigen weißen Tonsandsteinen unmittelbar im Liegenden und im Hangenden des Unteren Ehenfelder Tones täuschend ähnlich. Das kohlenführende Tonlager und der rote tonige Sandstein bei Freihung aber erscheinen als den Ehenfelder Tonen gleichwertige Bildungen.

Das Vorkommen von Lias und *Opalinus*-Mergeln zwischen den Rotliegend- bzw. bleierzführenden Keuperschichten und die Ähnlichkeit der als Rät bezeichneten Gesteine an der großen Ehenfeld—Kirchenthumbacher Spalte mit den Gesteinen des Unteren Doggersandsteins Ehenfelds liefern den Beweis, daß diese Gesteinsfolge an der erwähnten Spalte nicht dem Rät, sondern dem am Urgebirgs- und Fichtelgebirgsrande abweichend ausgebildeten Unteren Dogger angehört. Gegen ihre Zugehörigkeit zum Rät spricht auch dessen Ausbildung in unserer Gegend; denn es ist kaum anzunehmen, daß eine verhältnismäßig so mächtige Folge von roten Letten, wie sie hierorts den Rätsandsteinen eingelagert ist, in einer Entfernung von 2—4 km spurlos verschwinden könnte. Leichter ist das Zurücktreten und teilweise Verschwinden der weit weniger mächtigen Tonschichten des Ehenfelder Doggers möglich. Die tektonischen Verhältnisse der Ehenfeld—Kirchen-

thumbacher Spalte von hier bis Freihung lassen sich folgendermaßen erklären (vgl. Fig. 4):

Die große Bruchspalte verläuft zwischen den Schichten des Burgsandsteins, des Rät, Lias, *Opalinus*-Mergels und Unteren Doggersandsteins einerseits und dem Rotliegenden andererseits bis zum Träglhof. Der Untere Doggersandstein fällt zunächst zur Verwerfung hin. Vom Träglhof bis Freihung verläuft die Spalte zwischen Lias, meist aber zwischen dem *Opalinus*-Mergel einerseits und Rotliegendem und Keuper andererseits. Die steil aufgerichteten Schichten des Lias, *Opalinus*-Mergels, des gelben Eisensandsteins und des feinkörnigen weißen Sandsteins des Doggers aber sind überkippt und fallen zur Verwerfung hin; die weiter entfernt liegenden grobkörnigen Tonsandsteine sind ebenfalls steil aufgerichtet, fallen aber, da sich auf die größere Entfernung der Gegendruck der Rotliegend- und Keuperschichten weniger mehr geltend machte, von der Verwerfung weg.

Das Wirken der tektonischen Kräfte erklärt auch schließlich die bei den Belemniten des Träglhofes stattgefundene Zerreißung, vielleicht auch die größere Härte der Gesteine an der Verwerfung gegenüber den ihnen äquivalenten Bildungen bei Ehenfeld und die Beschaffenheit der Freihunger Glanzkohle. Da die Schichtenfolge bei Ehenfeld gegen N einfällt, aber an der Verwerfung steil aufgerichtet ist, so läßt sich das den 30—40 m hoch aufragenden Sandsteinbildungen im Südwesten vorgelagerte Tal als Muldental auffassen. Die beiden Schenkel dieser Mulde, von denen der nördliche steiler nach S, der südliche sanfter nach N einfällt, müssen sich dann im Tale treffen, welches in der Muldenlinie liegt.

3. Beschreibung der aufgefundenen neuen Arten.

1. *Pentacrinus* sp.

Horizont: Lias δ. Fundort: Geißbühl bei Ehenfeld.

2. *Cidaris* sp. 1.

Horizont: Lias γ. Fundort: Geißbühl bei Ehenfeld.

3. *Cidaris* sp. 2.

Horizont: Unterster Lias γ. Fundort: Breitenfelder bei Ehenfeld.

4. *Rhynchonella* sp. ex aff. *furcillata* juv.

Untersuchte Stücke: 4. Größen in Millimetern: Länge: 13; 9,5. Breite: 15; 9,2. Dicke: 6,5; 4.

Horizont: Unterster Lias γ. Fundort: Neuäcker bei Ehenfeld.

5. *Rhynchonella furcillata* Theod. var. n. *Ehenfeldensis*.

Untersuchte Stücke: 12. Größe in Millimetern: Länge: 8; 8,5; 12; 17,5. Breite: 8; 9,5; 12,5; 17,5. Dicke: 3,5; 5,5; 6,5; 9,5.

Herr Karl Rau war im Zweifel, ob es sich hier um eine flache Abart der *Rh. furcillata* Theod. oder um eine besondere Art handle. Ich möchte sie indessen nicht von der genannten Art trennen. Doch bilden die genannten Exemplare einen gut umschriebenen Formenkreis, der sich von den typischen Exemplaren der *Rh. furcillata* deutlich abhebt. Die größte Breite ist bei den beschriebenen Formen mehr in der Mitte. Die Stirn ist nie abgestumpft, sondern zugeschärft. Die Berippung reicht weniger weit zur Stirngegend als bei *Rh. furcillata* Theod., auch die Falten sind viel niedriger und reichen viel weiter vor zur Wirbelgegend. Die Schnabelkanten bilden nie einen stumpfen, sondern einen rechten Winkel; auch ist der Schnabel an den Seiten etwas eingeschnürt; endlich ist die Area viel ausgedehnter als bei der typischen *Rh. furcillata* Theod.

Horizont: Spiriferinenbank des Lias γ. Fundort: Neuäcker bei Ehenfeld.

6. *Rhynchonella furcillata* Theod. var. n. *altesinuata*.

Untersuchte Stücke: 12. Größe in Millimetern: Länge: 15; 16,5; 18. Breite: 15; 17,5; 17. Dicke: 13,5; 14; 11,5.

Hierher stelle ich mehrere Exemplare, welche ich sonst nirgends unterbringen konnte. Sie sind mit der vorigen Form durch Übergänge verbunden. Die Falten werden schon schärfer und reichen weiter zum Wirbel der Schalen vor, die Rippen dagegen werden zarter und noch kürzer. Das Gehäuse aber wölbt sich höher; darum treten Sinus und Wulst viel besser heraus. Von ihr ist nur ein kleiner Schritt zu *Rh. aliena* var. n. und *Rh. aliena* Rau.

Horizont: Unterster Lias γ. Fundort: Vorzüglich Neuäcker.

7. *Rhynchonella aliena* RAU, var. n. *Raui*.

Untersuchte Stücke: 1. Größe in Millimetern: Länge: 19. Breite: 20,5. Dicke: 16.

Dieses einzige Exemplar ist, wie Herr KARL RAU mir selbst mitteilt, der *Rh. aliena* RAU (Brachiopoden, S. 45, Taf. 2, Fig. 87)) sehr ähnlich. Doch bemerkt man in der Stirnwand äußerst feine Rippen auf beiden Klappen, die sich bereits im vorderen Schalendrittel zu derben Falten vereinigen, von denen je drei auf die Flügel, zwei auf den Sinus, drei auf den Wulst treffen.

Horizont: Oberer Lias γ. Fundort: Geißbühl bei Ehenfeld.

8. *Rhynchonella variabilis* SCHL. var. *plana*.

Untersuchte Stücke: 9. Größe in Millimetern: I: 9; 8,7; 11; II: 11; 13. Breite: I: 9,5; 8,7; 12,7; II: 11,5; 15,5. Dicke: I: 4,7; 5,5; 5; II: 5; 7,5.

Diese Exemplare unterscheiden sich von der sonst ihnen ähnlichen *Rh. variabilis mut. minor*. RAU durch ihre viel flachere Gestalt, ihre noch niedrigeren und breiteren gerundeten Rippen, vor allem aber durch ihre auffallende Breite. Die Form kommt *Rh. sublatifrons* BOESE (Brachiopodenfauna der östlichen Nordalpen, S. 194, Taf. 14, Fig. 10—12) nahe, doch hat diese einen viel längeren Schnabel. Ähnlich ist ihr auch *Rh. laevicostata* BOESE (Fauna der liasischen Brachiopodenschichten von Hindelang, 1892, S. 644, Taf. 15, Fig. 1), doch hat *Rh. variabilis* var. *plana* einen seichteren Sinus, weniger Rippen von größerer Breite und einen stärker hervortretenden Schnabel.

Horizont: Lias γ_1 (I); Lias δ (II). Fundorte: Geißbühl, Breitenfelder, Neuäcker bei Ehenfeld.

9. *Orthothoma* sp.

Größe in Millimetern: Länge (Höhe): 10. Breite: 11. Dicke: 5?

Das Exemplar steht RAUS *Orthothoma solidorostris* (Brachiopoden, S. 58, Taf. 3, Fig. 52—61) am nächsten.

Horizont: Unterster Dogger α. Fundort: Mergelgrube bei Massenricht, hinter dem Mühlsteinbruch.

10. *Posidonia Alberti Magni* n. sp.

Größe in Millimetern: Höhe: 4. Breite: 5. Dicke: 2. Diese kleine Muschel ist schief halbkreisförmig und wird im hinteren Drittel der beiden gleichen Schalen am breitesten. Die Wirbel treten sehr wenig hervor. 15—16 konzentrische Linien zieren die Oberfläche der beiden Schalen. Das Exemplar hat einige Ähnlichkeit mit *Posidonia opalina* Qu. = *P. Suessi* Opp. cfr. Quenstedt, Jura, S. 329, Taf. 45, Fig. 11; Engel, Geognostischer Wegweiser 3, S. 293); doch ist die Form bedeutend kleiner.

Horizont: Lias ζ, oben. Fundort: Hag bei Ehenfeld.

11. *Pinna* sp.

Das Bruchstück hat Ähnlichkeit mit *Pinna fissa* Goldf. (Petr. Germ., S. 164, Taf. 127, Fig. 4); doch stammt diese aus dem Liassandstein.

Horizont: Unterer Lias γ. Fundort: Geißbühl bei Ehenfeld.

12. *Lima* sp.

Horizont: Lias γ. Fundort: Geißbühl bei Ehenfeld.

13. *Pecten (Aequipecten)* sp. 1.

Horizont: Lias γ. Fundort: Neuäcker bei Ehenfeld.

14. *Pecten (Aequipecten)* sp. 2.

Untersuchte Stücke: Zwei rechte Valven (Steinkerne). Größe in Millimetern: Länge (Höhe): I: 26; II: 30. Breite: I: 22; II: 28.

Beide Schalen stimmen weder mit *Pecten demissus* Phill., noch mit *Pecten glaber* Hehl, noch auch mit *Pecten subulatus* Mstr. überein.

Horizont: Lias γ. Fundort: Neuäcker bei Ehenfeld.

15. *Alectryonia Lehneriana* n. sp.

Größe in Millimetern: Länge: 60; Breite 50. Die zwei zusammengehörigen Schalen von ziemlich flacher, eiförmiger Gestalt zeigen etwa 35—40 Rippen, welche von der Anhaftungsstelle der Schalen ausgehen. Die Anhaftungsstelle der Schalen ist annähernd oval, nimmt ein Drittel der ganzen Schalenlänge und die Hälfte der ganzen Schalenbreite ein und trägt am Rande mehrere wulstige Falten. Die Rippen sind am höchsten und breitesten, aber auch am längsten am unteren Rande der Schale und werden in der Schloßgegend

kürzer, niedriger und gedrängter. Durch konzentrische Anwachslinien erhalten sie ein schuppiges Aussehen. *Ostrea Rhodani* Dumortier (Bassin d. Rh. I., S. 82, Taf. 13, Fig. 6—8, 10, 11; Taf. 4, Fig. 9—11) unterscheidet sich von unserer Art durch ihren mehr kreisförmigen Umriß, die geringere Anzahl der Rippen (18—22) und ihre stärkere Wölbung. *Ostrea arietis* Qu. (Jura, S. 85, Taf. 10, Fig. 10; Dumortier, Bassin d. Rh. II., S. 76, Taf. 19, Fig. 5 u. III, S. 222; Taf. 48, Fig. 7 und 8) hat eine viel breitere Ansatzfläche, von der die Rippen stumpfwinkelig sich zum Außenrande herabbiegen; ihre Zahl ist viel geringer. *Ostrea electra* d'Orb. (vgl. Dumortier, Bassin d. Rh. I., S. 76, Taf. 13, Fig. 6) zeigt eine zwar ovale, aber weniger ausgebreitete Anwachsstelle und die Rippen sind auf der einen Seite der Schale viel stärker entwickelt als auf der anderen.

Horizont: Unterster Lias γ. Fundort: Moosäcker bei Ehenfeld.

16. *Cucullaea subconcinna* n. sp.

Größe in Millimetern: Höhe: 10,5; Breite: 17,5; Dicke: 7,5.

Das vorliegende Exemplar ist der von Goldfuss (Petr. Germ., S. 148, Taf. 123, Fig. 6) und Quenstedt (Jura, S. 504, Taf. 67, Fig. 15 und 16, Br. ε) erwähnten und abgebildeten *Cucullaea concinna* Phill. ziemlich ähnlich. Es besitzt wie diese Art einen geraden Schloßrand, konzentrische Anwachsstreifen, etwa vier ziemlich deutlich sichtbare Rippen im vorderen Teil der Schalen und je eine starke Arealkante von den Wirbeln bis zum Hinterrande der Schalen. Doch ist es weniger dick, und der Hinterrand der Schalen bildet mit dem Schloßrande einen ziemlich stumpfen Winkel, während dieser bei *Cucullaea concinna* Phill. fast ein rechter ist.

Horizont: Oberer Lias ζ. Fundort: Hag bei Ehenfeld.

17. *Arca* cfr. *liasina* Roemer.

Untersuchte Stücke: Eine linke Valve. Größe in Millimetern: Höhe: 11; Breite: 16.

Horizont: Lias γ. Fundort: Breitenfelder bei Ehenfeld.

18. *Cardinia* sp.

Untersuchte Stücke: Eine linke Schale. Größe in Millimetern: Höhe: 13,5; Breite: 19.

Horizont: Lias β ?. Fundort: Äußerbühläcker östlich von Ehenfeld.

19. *Astarte* n. sp.

Untersuchte Stücke: Zwei. Größe in Millimetern: 1. Höhe: 3,5; Breite: 3,5; Dicke: 2,5; 2. Höhe: 3; Breite 3; Dicke 2.

Diese zwei hanfkorngroßen, rundlichen Astarten zeigen etwa vier bzw. acht sehr kräftige, konzentrische Rippen, deren Abstand das anderthalbfache der Breite beträgt. Es ist möglich, daß es sich um zwei jugendliche Exemplare handelt.

Horizont: Unterster Lias γ. Fundort: Breitenfelder bei Ehenfeld.

20. *Astarte* sp.

Untersuchte Stücke: Eine rechte Schale. Größe in Millimetern: Höhe und Breite: 5,5. Dieses Stück hat einige Ähnlichkeit mit *Astarte subcarinata* Mstr. (Goldfuss, Petr. Germ., S. 190, Taf. 134, Fig. 7 a und 7 b). Doch ist es kürzer und kleiner.

Horizont: Unterster Lias γ. Fundort: Breitenfelder bei Ehenfeld.

21. *Pleurotomaria Hiedereriana* n. sp.

Untersuchte Stücke: Eins. Höhe in Millimetern: etwa 45; Breite in Millimetern: 38; Apikalwinkel: 85°. Das kegelförmige Gehäuse zeigt stufenförmigen Aufbau. Die Außenseite ist doppelt so breit wie die mit ihr im stumpfen Winkel zusammenstoßende, sanft abgedachte Oberseite. Das breite Band liegt in der Mitte der Außenseite und zeigt einen stark vorspringenden Kiel mit halbmondförmigen Falten. Es ist von zwei Leisten begrenzt. Darüber befinden sich flache, von drei Spirallinien geschnittene Höcker. Je eine Spirallinie ist über und unter diesen Höckern. Unter dem Bande sind zwei an zwei Spirallinien aneinandergereihte, übereinanderstehende Höckerreihen, deren Höckerchen mit breiter und stumpfer Spitze endigen. Die flache, gegen die nicht erhaltene Mündung zu konvexe Basis zeigt 20—25 Basisspiralen, welche von viel zarteren Anwachsstreifen durchschnitten werden. Letztere zeigen, soweit sichtbar, auf der Ober- und Außenseite und auf der Basis der Windungen den gewöhnlichen Verlauf.

Diese Art steht der *Pl. intermedia* Mstr. (Goldfuss, Petr. Germ., S. 71, Taf. 185, Fig. 1 und 2) am nächsten und unterscheidet sich von ihr durch ihre bei weitem geringere Anzahl der Spirallinien über und unter dem Bande. *Pl. Escheri* Mstr. und *Pl. Amalthei* Qu. besitzen gleichfalls

mehr Spirallinien und sind auf der Oberseite der Windungen viel flacher.

Horizont: Mittlerer Lias γ. Fundort: Neuäcker bei Ehenfeld.

22. *Trochus Brunhuberianus* n. sp.

Untersuchte Stücke: Eins. Das Gehäuse, von dem zwei Umgänge sichtbar sind, ist kreiselförmig. Der vorletzte Umgang ist über der unteren Naht mit einem etwas vorspringenden Randkiel versehen. Die Naht erscheint deshalb etwas eingesenkt wie bei *Trochus imbricatus*, doch nicht so bedeutend wie bei diesem; auch ist bei *Trochus Brunhuberianus* die Basis gegen die Mündung zu nur schwach konvex. Der vorletzte Umgang trägt fünf, der letzte sechs kräftige Spiralrippen, welche von ebenso starken, nach unten sich stärker verdickenden, von der oberen Naht nach hinten (also von links nach rechts) verlaufenden Querrippen gekerbt werden, so daß 5—6 Perlenreihen entstehen. Auch unter der auf dem vorletzten Umgang vorspringenden Kante ist eine schwache Perlenreihe wahrzunehmen. Die Basis zeigt mehrere kräftige, eng aneinandergereihte, von sichelförmig gebogenen Anwachsstreifen in Perlenreihen aufgelöste Basisspiralen. Die Nabelgegend und Mündung konnte nicht beobachtet werden.

Horizont: Unterster Lias γ. Fundort: Breitenfelder bei Ehenfeld.

23. *Trochus subacutecarinatus* n. sp.

Goldfuss bildet in seinem Werk „Petr. Germ." einen *Trochus acutecarinatus* aus Streitberg aus dem Oberen Oolith ab (S. 36, Taf. 80, Fig. 8). Ein hier gefundenes Exemplar ist dieser Figur ziemlich ähnlich, doch etwas breiter und hat auch eine weniger steile Oberfläche der Windungen. Diese haben in der Mitte eine scharfe Kante, welche die flach-konvexen, mit kräftigen Querwülsten verzierte Oberfläche der Windungen von der Seitenfläche sondert. Letztere fällt senkrecht ab. Auf der letzten Windung ist die Basis gleichfalls durch eine scharfe Kante von der Seitenfläche geschieden. Die Basis selbst ist schlecht erhalten. Der Name soll die Ähnlichkeit mit der Muensterschen Art andeuten.

Horizont: Oberster Lias ζ. Fundort: Hag bei Ehenfeld.

24. *Amberleya Escheri* var. n. *Ehenfeldensis*.

Höhe: Etwa 10 mm; Breite: 7 mm; Apikalwinkel: 53°. Drei Windungen sind erhalten. Das vorliegende Stück hat

große Aehnlichkeit mit der von MUENSTER beschriebenen Art. Doch ist die Skulptur anders: Auf dem vorletzten und letzten Umgang befinden sich über der Kante fünf Perlenreihen, von denen die der oberen Naht benachbarte die stärkste ist, die zweite und vierte Perlenreihe sind gleich kräftig, kräftiger als die dritte und fünfte. Von den grobgekörnelten Basisspiralen erscheinen, wie es bei *Amberleya Escheri* der Fall ist, zunächst zwei, später aber eine mehr als bei dieser, also drei, auf der Unterseite der Windungen. An der ziemlich stark gewölbten Basis bemerkt man gleichmäßig ausgebildete, nicht abwechselnd stärkere und schwächere Basisspiralen, die gekörnelt sind. Von der typischen *Amb. Escheri* MSTR. unterscheidet sich also diese Abart durch die Vermehrung der Perlenstreifen. Es wäre möglich, daß es nur ein besser entwickeltes oder völlig ausgewachsenes Exemplar der vorigen Art ist, bei der man ja auch im Alter eine Zunahme der Perlenreihen wahrnehmen kann. BROESAMLENS *Eucyclus Escheri* besitzt eine viel kräftigere zweite Perlenreihe über der Naht und glatte Basisspiraten, so daß es zweifelhaft erscheint, ob sie mit MUENSTERS Art identisch ist.

Horizont: Unterster Lias γ. Fundort: Breitenfelder bei Ehenfeld.

Das Original MUENSTERS in der Münchener Geologischen Staatssammlung ist etwa drei- bis viermal größer als die vorliegenden Stücke der Stammart, die mit ihm ziemlich gut übereinstimmen, aber Jugendstadien zu sein scheinen.

25. *Cerithium* (?) *Ammonianum* n. sp.

Höhe: etwa 23 mm; Breite: etwa 5 mm. Vier Windungen sind gut sichtbar. Die zwei oberen Windungen dieser Art tragen vier kräftige, von zarteren, rückwärts gebogenen Querrippen durchschnittene Spiralrippen. An den Durchschnittsstellen entstehen zierliche Knoten. Die oberen zwei Knotenreihen sind entsprechend den schwächeren Spiralrippen zarter ausgebildet. Auf der vorletzten Windung schiebt sich zwischen die unteren Knotenreihen noch eine fünfte schwache Knotenreihe ein, auf der letzten zwischen die zwei oberen und die zwei unteren noch eine sechste.

Horizont: Unterster Lias γ. Fundort: Breitenfelder bei Ehenfeld.

26. *Cerithium* (?) *quinquecinctum* n. sp.

Das Gehäuse dieser nur in einem Exemplar und einem Bruchstück vorhandenen Art von 6,5 mm Länge und 2,5 mm

Breite mit einem Apikalwinkel von 23° ist turmförmig und zeigt nur wenig gewölbte, fast flache Windungen. Die vorletzte Windung läßt fünf Spiralrippen erkennen, die von gleichstarken Querrippen durchschnitten werden, so daß ein zierliches Netzwerk von Streifen mit dazwischen liegenden Quadraten entsteht. Die Kreuzungsstellen tragen Knötchen. Die Basis war nicht zu beobachten. *Cerithinella Kochii* Mstr. (Goldf. Petr. Germ. S. 93, Taf. 193, Fig. 15, Schlosser S. 529 u. 532, Taf. 16, Fig. 13), hat nur vier Spiralrippen und einen größeren Gewindewinkel, wie der Vergleich des beschriebenen Exemplars mit dem Original in der Münchener geologischen Staatssammlung zeigte.

Horizont: Unterster Lias γ. Fundort: Breitenfelder bei Ehenfeld.

27. *Cerithinella* sp.

Bei Durchführung dieser Arbeit erfreute sich Verfasser von vielen Seiten wohlwollender Unterstützung, wofür an dieser Stelle gebührender Dank ausgesprochen sei; so konnte Verfasser durch das Entgegenkommen von Herrn Prof. Broili die Muensterschen und Goldfüssschen Originale des Amberger Lias sowie jene des alpinen Lias von Boese und Schlosser in der Münchener Staatssammlung besichtigen, während Herr Dr. K. Rau in Heidenheim viele Belegstücke zu seiner Arbeit über die Brachiopoden des Mittleren Lias dem Verfasser zum Vergleich überließ. Insbesondere sei aber Herrn Geh.-Rat J. Beckenkamp sowie Herrn Dr. Lehner für ihre wertvollen Anregungen gedankt.

Manuskript eingegangen am 10. März 1921.

---

2. Das Steinheimer Becken*).

Von Herrn H. KLAEHN in Freiburg i. Br.

I. Teil.

Die Tektonik des Steinheimer Beckens.

(Mit 9 Textfiguren.)

Inhalt.

*) Mit Hilfe der HERMANN CREDNER-Stiftung angefertigte Arbeit.

I. Einleitung.

Die vorliegende Arbeit „Die Tektonik des Steinheimer Beckens" ist nur ein Teil einer größeren Abhandlung über dieses Becken. Sie zerfällt in drei Abschnitte:

1. Die Tektonik des Steinheimer Beckens.
2. Die Entstehung der Tertiärschichten von Steinheim.
3. Die palaeobiologischen Verhältnisse des Steinheimer Beckens.

Ursprünglich hatte ich beabsichtigt, die Tektonik auch in der weiteren Umgebung Steinheims zu untersuchen. Dies konnte ich aber nur teilweise durchführen. Dazu benötigte ich unbedingt die topographische Karte Heidenheim, die jedoch nicht so bald fertig wurde, als ich gehofft hatte. Deshalb habe ich mich entschlossen, die vorliegenden Ergebnisse jetzt schon dem Druck zu übergeben.

Ursprünglich waren die Grenzen der mir gestellten Aufgabe sehr eng gesteckt. Ihr Ziel sollte die variationsstatistische Untersuchung der Steinheimer Planorben sein. Zu dem Zweck wollte ich von verschiedenen Punkten die Schnecken genau horizontiert sammeln (in Abständen von 0,10—0,30 m). Da jedoch während und nach der Ablagerung der Schichten Störungen einsetzten, welche in diese einige Unordnung brachten, außerdem aber die Ablagerungsbedingungen während der Sedimentation nicht konstant blieben, wodurch evtl. die beim Absatz der einzelnen Schichten herrschenden palaeobiologischen Bedingungen und ihre Änderungen erklärt werden könnten, Änderungen, die vielleicht auf die Entwicklung der „*Planorbis multiformis*" nicht ohne Einfluß waren, entschloß ich mich, die Stratigraphie, Tektonik und Sedimentpetrographie vor der definitiven Entnahme der *Planorbis*-Proben genau zu studieren.

Wohl finden wir einzelne Profile in den Arbeiten Hilgendorfs, Sandbergers, Brancas und Fraas', sodann Kranzs, doch sind diese zum Teil nicht genau und ihre Deutung ist absolut keine einheitliche, wobei ich vor allem an das Profil der Koppschen Grube denke. Was die Tektonik anbelangt, so ist über die Entstehung des Beckens viel diskutiert worden, und die Ansichten stehen sich diametral gegenüber (Fraas, Branca—Kranz). Da die Störungslinien bisher nicht verfolgt wurden, habe ich dies

nachzuholen versucht, denn ich betrachte als Grundlage zur Erkenntnis der tektonischen Vorgänge die Festlegung der durch diese erzeugten Linien.

Um durch die verschiedenen Ansichten nicht beeinflußt zu werden, habe ich die Untersuchungen so voraussetzungslos als nur irgend möglich durchgeführt.

Ich möchte es nicht unterlassen, Herrn Forstmeister GOTTSCHICK in Steinheim für den Hinweis auf wichtige Punkte und für die Überlassung von Süßwassergastropoden, die ich benötigte, bestens zu danken. Um so mehr tut es mir leid, daß ich zu anderen Ansichten gekommen bin, als sie GOTTSCHICK in seinen Arbeiten und mir gegenüber in mündlichen Gesprächen äußerte.

Herrn Geh.-Rat DEECKE danke ich bestens für die Verschaffung von Mitteln aus der WETTERHAHN-Stiftung und dem Vorstand und Beirat der Deutschen Geologischen Gesellschaft bin ich zu bestem Dank dafür verpflichtet, daß mir der Ertrag der HERM. CREDNER-Stiftung für das Jahr 1920 zur Verfügung gestellt wurde.

25. September 1921.

HANS KLAEHN,
Freiburg i. Br., Geolog.-palaeontol. Institut.

Zur allgemeinen Orientierung sei folgendes gesagt: Steinheim i. Albuch liegt etwa 36 km südwestlich Nördlingen, 7 km westlich Heidenheim a. d. Brenz.

Mitten in der Alb ist das Dorf an den Nordfuß des Klosterberges angebaut, der sich aus einer etwa 3 km im Durchmesser betragenden Depression heraushebt. Diese und der vorhin genannte Berg stellen geologisch und tektonisch etwas von der benachbarten Albfläche total Verschiedenes dar. Während sich an dem Aufbau der letzteren besonders der Obere Malm beteiligt, dem weiter südlich tertiäre Meeres- und Süßwasserschichten aufgelagert sind, tritt uns als befremdendes Material am Klosterberg Lias, Dogger und Unterer Malm entgegen; um ihn herum finden wir Süßwasserschichten von miocänem Alter, die auch den Rand des Beckens zusammensetzen. Im Gegensatz zu den trockenen Albflächen, die aus Oberem Malm zusammengesetzt sind, zeichnet sich der Klosterberg durch Wasserführung aus; auch gegenüber dem Knill befinden sich zwei Quellen. Dies hängt mit tektonischen Bewegungen zusammen, die das Steinheimer

Becken betroffen haben; sie waren viel intensiver als jene, die in der weiteren Umgebung Steinheims nachweisbar sind, wie ich im Lauf dieser Arbeit zeigen werde.

Zwei Ausgangspforten des Beckens sind vorhanden: eine liegt zwischen Birkel und Bürstel im S, die andere zwischen Knill und Schafhalde im SO. Durch das erstere Tor rauschen im Frühjahr die Schmelzwässer, welche aus dem Hirschtal kommen, dem Stubental zu. (Im übrigen vgl. A. Quenstedt, Das Steinheimer Becken. Jahresb. d. vaterl. Ver. f. Natkde., 1866.)

II. Morphologisch-geologische Verhältnisse.

Das Steinheimer Becken zerfällt in morphologisch-geologischer Hinsicht in drei Teile:

1. den Kern,
2. die periphere Depression,
3. das Randgebiet.



Karte 1. Das Steinheimer Becken.

gekreuzt schraffiert = vergriesten Malm ε und ζ; ä. S. = ältere Süßwasserschichten; j. S. = jüngere Süßwasserschichten: — · — = Wasserscheide n. Vorarbeiten Gottschicks tektonisch bearbeitet vom Verfasser.

1. Der Kern.

Der Kern wird durch den runden, etwa 1 km Durchmesser besitzenden Klosterberg gebildet, der von der peripheren Depression umgeben wird. Er erhebt sich zu zwei Hauptgipfeln, deren zugehörige Höhenzüge SSO—NNW- und SSW—NNO-Richtung haben. Der östliche der beiden Gipfel hat eine Höhe von 578,9 m. Östlich von diesem liegt noch eine weitere Höhe: der Klosterhof. Alle drei Gipfel werden voneinander durch deutliche Depressionen getrennt, die von S nach N ziehen. Die westliche, breitere und tiefere, ist von einer Erhebung nördlich Steinheim, etwa dem Zangerberg, die östliche, schwächere vom Nordwesthang des Knill (südöstlich Klosterberg) deutlich sichtbar.

Die Erklärung für die Entstehung dieser Depressionen werde ich im Abschnitt „Tektonik" geben. Sie lassen sich nach N hin gut verfolgen, was namentlich für die westliche, breitere, Einsenkung gilt.

Während nun der Berg nach N hin langsam abfällt, senkt er sich nach W, S und O steiler nach der peripheren Depression hin.

Geologisch setzt sich der Klosterberg aus drei Teilen zusammen: aus

a) der zentralen Doggerscholle,
b) der nördlich davon gelegenen Malmscholle,
c) dem peripheren Randteil, der hauptsächlich aus Tertiär gebildet wird.

a) Die zentrale Doggerscholle besteht aus *Opalinus*-Ton, auf dem die Murchisonschichten in zwei Inseln lagern. Bei Schürfungen wollen Fraas und Branca (Das kryptov. Becken von Steinheim; Abh. d. preuß. Akad. d. Wissensch., 1905) Dogger γ–δ gefunden haben. Das Gelände ist ziemlich unruhig und läßt auf Rutschungen im Ton schließen, wie der Liasfetzen (δ-ζ) am Ausgang von Steinheim beweist, dessen Herkunft nicht gut zu erklären ist. Fraas und Branca geben unter ihm eine ganz moderne Schicht an, woraus sie auf Transport durch Menschenhand schlossen. Doch spricht hierfür nichts, denn wozu hätte man diese Schichten, die Quenstedt, Bach und Hildebrand (Geogn. Spezialkarte von Württemberg, Blatt Heidenheim, 1868) vom δ–ζ haben verfolgen können, aus weiter Gegend hierher transportieren sollen? Sie haben höchstwahrscheinlich etwas weiter oben gelegen und sind auf der schmierigen, tonigen Unterlage abgerutscht.

Trotz des unruhigen Geländes ist der Verband des Doggerteiles im Zentrum des Berges nicht gestört, denn die beiden oben genannten Murchisonstücke liegen zwischen den Höhen 560—570 m normal auf Dogger α. Da die Hauptgipfel aus *Opalinus*-Ton bestehen, könnte man auf eine Störung schließen, doch gibt die alte geognostische Karte in den Erläuterungen zu Blatt Heidenheim an dem kleinen Weiher am Schäfergrab NO-Fallen an, das wohl an anderen Stellen mehr nördlich ist. Wir hätten für die Doggerscholle ein langsames Abfallen nach N anzunehmen, wie sich das auch in dem verhältnismäßig geringen Absinken der Klosterbergkontur nach N hin widerspiegelt.

b) Nördlich einer von der KOPPschen Grube etwa nach W verlaufenden Störungslinie liegt die Malmscholle, bestehend aus den weichen Impressamergeln und den harten Bimammatuskalken. Die letzteren legen sich im Dreiviertelkreis um die ersteren herum; der Malm stößt im S direkt an die Doggerscholle an.

c) Der periphere Randteil setzt sich vor allem aus harten tertiären Sprudelkalken und weicheren lockeren Kalken von Sandhabitus („Sand") zusammen; daneben beteiligt sich untergeordnet Jura am Aufbau. Schon von weitem sind die bastionartig aufgesetzten Sprudelkalke zu sehen, die sich bis auf wenige Unterbrechungen am ganzen W- und S-Hang hinziehen. Vom Klosterhof nach N kann man sie nicht nachweisen.

Der untergeordnet auftretende Jura wurde im W in der PHARIONschen Grube als Malm β nachgewiesen, wo er den Untergrund des Tertiärs bildet. Im S tritt Dogger südlich des oben genannten Weihers zu beiden Seiten des Feldwegs nach Sontheim und westlich bzw. südwestlich der EDERschen Grube zutage.

Bei dem Weiher streckt sich der *Opalinus*-Ton zungenförmig zwischen Tertiär nach SO vor und breitet sich zu beiden Seiten des Feldwegs nach Sontheim aus. Westlich desselben befand sich früher eine kleine Grube. Auf der geognostischen Karte des Klosterbergs (1868) ist dort Dogger β bis γ eingezeichnet und weiter nach S zeigt die Karte Dogger δ—ζ und am Südhang des Klosterbergs Malm α. Diese Art des Vorkommens der Juraschichten, daß also immer jüngere Schichten stufenweise nach unten aufeinanderfolgen, spricht für steiles Einfallen derselben nach S hin, also nach entgegengesetzter Richtung wie der Dogger im N des Klosterbergs. (Hierüber vgl. Kap. Tektonik.)

Nordöstlich dieses Vorkommens befindet sich ein anderes, bestehend aus Dogger $\gamma-\zeta$, aber in normaler Aufeinanderfolge, daß der γ unten und ζ oben liegt. So zeigt es die alte Karte. FRAAS' und BRANCAS Schürfungen deuten auf ähnliche Lagerung hin, wie sie der Fetzen zu beiden Seiten des Feldwegs nach Sontheim zeigt. Sicher ist, das ist das wesentliche, daß im S des Klosterbergs jüngere Juraschichten als auf der Höhe anstehen. Südöstlich des zuletzt genannten Fetzens zeigt die alte Karte Malm β, während BRANCA und FRAAS Malm α neben Dogger α geschürft haben direkt südwestlich der EDERschen Grube. Hier sind die Schichten sicherlich sehr gestört, ihre Lagerung ist ganz ungeklärt.

Zwischen den Sprudelkalk an der EDERschen Grube und den des Klosterhofs schiebt sich wiederum Unterer Dogger (β) nach SO durch. Die Murchisonschichten verbreiten sich hier in Form eines ω, an die sich nach O und N Unterer Malm und Tertiär in gestörter Lage anlegen. Die Erklärung für die wirre Verteilung der einzelnen Fetzen gebe ich im tektonischen Teil.

Überall, wo Sprudelkalke und jüngere Süßwasserschichten vorkommen, heben sich die ersteren deutlich heraus, während die letzteren vorhügelartig, manchmal in Form von Terrassen, sichtbar sind, was besonders am Westhang gut zu sehen ist.

2. Die periphere Depression.

Die periphere Depression legt sich rings um den Klosterberg herum und mißt an ihrer breitesten Stelle nördlich Steinheim 900 m.

Im großen und ganzen ist sie ziemlich flach, nur zwischen Knill und Klosterberg erhebt sie sich zu einer niedrigen Schwelle, die die Wasserscheide bildet zwischen dem Bächlein, das östlich des Bürgel und dem, das zwischen Bürstel und Birkel südlich Sontheim ins Stubental abfließt. Von beiden führt das erstere Wasser, (als schwaches Rinnsal), während das letztere nur noch bei Schneeschmelze in Tätigkeit tritt.

Der ebene Talboden setzt sich langsam ansteigend in die Nebentäler fort, die an ihrem Ausgang sehr breit sind, um sich dann plötzlich zu verengern. Nur das Hirschtal bleibt auf etwas größere Entfernung hin, solange es O-W-Lauf hat, ziemlich breit. Leichte Terrassenbildung ist in der Depression nie auf längere Erstreckung zu verfolgen.

Die normale Entwässerung findet zwischen Bürgel und Schafhalde nach dem Stubental hin statt.

Das Bürgel ist die einzige Scholle, die sich aus der Depression heraushebt.

An der Zusammensetzung des Diluviums, das die Depression erfüllt, beteiligen sich Jura- und Süßwassergerölle, sodann Lehm, wie südlich des Steinhirn oder am Westfuß des Bürgel. Er ist wohl z. T. als Lößlehm zu deuten wegen der typischen Lößschnecken, wie *Pupa muscorum*, *Succinea oblonga* und *Helix hispida*. Am Bürgel ist er in zwei Gruben aufgeschlossen, die keine Schichtung des Lehms aufweisen. Ob Gerölle das Liegende bilden, ist nicht bekannt. Schwarzer, stark humoser Boden findet sich im Ried zwischen Klosterberg und Knill dort, wo die obengenannte Wasserscheide liegt.

3. Das Randgebiet.

Das Randgebiet liegt jenseits der Depression und erhebt sich von ihr aus mehr oder weniger steil.

Zwischen 530 und 590 m existiert eine meist flach ansteigende Stufe, die sich im allgemeinen deutlich gegen das Hinterland heraushebt.

Besonders klar ist diese vorhügelartige Ausbildung dort, wo die vorgelagerten Schollen durch ein tiefes Tal von der Alb getrennt sind, wie dies beim Birkel, Bürstel und Knill im S der Fall ist, die von dem südlichen Gebirge durch das Stubental geschieden werden. Der Südhang der beiden zuerst genannten Berge und der Nordosthang des Knill sind im Gegensatz zu den dem Becken zugekehrten Hängen sehr steil. Die Fortsetzung des Knill nach N ist die längliche doppelgipfelige Bürgel-Scholle, an die sich im O das Hauptentwässerungstal des Steinheimer Beckens anlegt; dieses steigt auf der anderen Seite zur Schafhalde an.

Weniger deutlich ist der stufenartige Aufbau dort, wo Wälder das morphologische Bild verschleiern, wie am Südwesthang der Schafhalde. Doch treten die Stufen im Wald selbst, namentlich im Frühjahr, wenn die Bäume noch nicht belaubt sind, deutlich hervor.

Dort, wo hinter den einzelnen Schollen keine Rinnen von bedeutendem Ausmaß entlangziehen, ist der stufenartige Charakter weniger klar. Doch erkennen wir die einzelnen Schollen bei der Aufnahme der geologischen Verhältnisse, wobei sich eine, wenn auch geringe, morphologische Differenzierung ergibt. So hebt sich z. B. die

kleine Tertiärscholle in 600 m Höhe gegenüber dem nördlichen Gipfel des Bürgel scharf gegen den unterliegenden gequetschten Malm ζ heraus (vgl. Prof. 8). Dasselbe gilt für die größere, etwas tiefer gelegene Tertiärscholle westlich des Gipfels der Schafhalde, ferner für die Tertiärscholle am Zangerberg. Am undeutlichsten hebt sich der Tertiärblock am Grot gegen das Hinterland ab.

Dort, wo Störungsbreccien ein bestimmtes Streichen aufweisen, treten sie gratförmig aus dem Gelände heraus, so auf dem Hügel, der sich zwischen zwei Tälern östlich des Roßberg erhebt, oder am Südwesthang der Schafhalde unterhalb der in 600 m Höhe gelegenen kleinen Tertiärscholle.

III. Stratigraphie.

Bei der Besprechung der stratigraphischen Verhältnisse beschränke ich mich hauptsächlich auf die Tertiärschichten; auch bringe ich über die Süßwasserschichten nur dasjenige vor, was zum Verständnis der tektonischen Verhältnisse des Steinheimer Beckens nötig ist. Genaueres behalte ich mir für den zweiten Teil vor.

Es ist ein Verdienst Gottschicks (Aus dem Tertiärbecken von Steinheim, Jahrb. d. vaterl. Verein. f. Naturkunde, Bd. 67, 1911; Die Umbildung der Süßwasserschnecken des Tertiärbeckens von Steinheim unter dem Einfluß heißer Quellen, Jenaer Zeitschr. f. Naturw., Bd. 56, N. F., Bd. 49, 1920), den Unterschied zwischen den älteren und jüngeren Tertiärschichten, die er als Kalt- und Warmwasserschichten trennt, klar erkannt zu haben.

In den ersteren findet sich keine Spur von Aragonit, der in den letzteren sehr häufig ist. Er weist auf warme Quellen hin. Da er jedoch in den jüngeren Schichten nicht durchgehends vorkommt, so begnüge ich mich mit der Einteilung in

1. ältere, und
2. jüngere Süßwasserschichten.

Tertiärschichten finden sich am ganzen Rand des Beckens, ferner am West-, Süd- und Osthang des Klosterbergs; nur am Nordhang desselben fehlen sie. Womit dies zusammenhängt, ist nicht zu sagen. Es kann aber sein, daß das Fehlen des Tertiärs im N des Berges mit einer von O nach W streichenden Störung zusammenhängt, denn in der Höhe von 530—560 m liegt Malm α/β; am Zanger-

berg gehen die Sedimentbreccien mit *Gyr. planorbiformis* von 580 bis 550 m herunter und fallen in der Nähe des Beckens mit 10° nach diesem ein; sie würden den Jura des Klosterbergs (etwa 1200 m Entfernung) unter der Annahme von gleichbleibendem Fallen etwa bei Höhe 400 m treffen.

Die Gesamtmächtigkeit der Tertiärschichten dürfte 60—75 m betragen. KRANZ (Das Problem des Steinheimer Beckens, Jahresber. u. Mitteil. d. oberrh. geol. Verein., N. F., Bd. IV, 1914) gibt für die Mächtigkeit der Schichtenfolge *steinheimensis* bis *oxystoma - revertens* (jüngere Schichten) in der PHARIONschen Grube etwa 14 m an. Dort stehen aber gar keine *steinheimensis*-Schichten an, sondern die älteste Zone ist die mit *Gyraulus tenuis*. Das Westprofil mißt von den *planorbiformis*-Schichten bis zur unteren *oxystoma*-Zone bereits 14 m, das südliche Westprofil, das an das vorhergehende anschließt, bis zu den oberen „Klebsanden" etwa 7 m; dann kommen Schichten, deren Mächtigkeit ich nicht kenne, darüber wieder mindestens 4 m verkieselte Kalke. Das sind allein schon etwa 25 m.

Hierzu gesellen sich noch etwa 30—40 m ältere Tertiärschichten (Kaltwasserschichten GOTTSCHICKS), so daß man die Gesamtmächtigkeit der Süßwasserablagerungen mit 60—75 m veranschlagen darf.

1. Ältere Süßwasserschichten.

Sie waren schon früher als „Sylvanakalke am Neuseehalder Hof" bekannt, dann aber verschollen, bis sie von GOTTSCHICK neu entdeckt wurden.

Es handelt sich aber nicht um *Helix sylvana* KLEIN, sondern nach GOTTSCHICK um die unserer *Helix (Tachea) nemoralis* L. nahestehenden *Tachea silvestrina* ZIET., wie sie am Klosterberg in den jüngeren Zonen auch vorkommt.

Die Schichten fand ich nicht aufgeschlossen und verweise deshalb auf das von GOTTSCHICK (vgl. 1911) über sie Gesagte. Bemerkenswert sind einzelne schokoladenfarbene Lagen. Die Farbe bringt KRANZ (Aufpressung und Explosion oder nur Explosion im vulkanischen Ries usw., Mon.-Ber. d. Deutsch. Geol. Ges., 1914) mit Jurabrocken „der zweiten Explosion" in Zusammenhang. Wahrscheinlich stammt sie aus den Murchisonschichten des Klosterbergs, die bei der Ablagerung der älteren Tertiärschichten bereits dort anstanden.

Gottschick wies die Sedimente, die sich durch die Führung von *Gyr. laevis* auszeichnen, am Vorderen Grot und östlich der Hohen Steige nach. Ich fand dort mergelige Kalkbrocken mit *Gyr. laevis* und Landschnecken.

Ob nun die älteren Süßwasserschichten ohne Sedimentationslücke in die jüngeren Absätze übergehen, ist schwer zu entscheiden. Ich möchte es kaum glauben. Eine starke Austrocknung des „Kaltwasserteiches" spricht sich in dem Vorkommen der von Gottschick nachgewiesenen Gundlachien aus. Diskordanzen sind wegen der fehlenden Aufschlüsse nicht nachweisbar, doch zeigt Karte 1 eine deutliche Transgression der jüngeren Tertiärschichten über Malm am Vorderen Grot, die wohl so zu erklären ist, daß nach der Ablagerung der älteren Tertiärschichten Störungen eintraten, nach deren Abschluß die jüngeren Sedimente direkt auf Malm zur Ablagerung gelangten.

2. Jüngere Süßwasserschichten.

Die jüngeren Süßwasserablagerungen sind in zweifacher Ausbildung vorhanden:

a) Zeichnet sich durch das ausgebreitete Vorkommen von Sprudelkalken mit reichlichem Aragonitgehalt und von kieselsäurehaltigen Schichten aus. Sedimentbreccien fehlen. Wegen der typischen Ausbildung am Klosterberg nenne ich die ganze Schichtenserie: Klosterbergschichten.

b) Ist charakterisiert durch die verbreiteten und ziemlich mächtigen Sedimentbreccien und das fast vollkommene Fehlen von Aragonit und Kieselsäure. Wegen des typischen Vorkommens am Zangerberg bezeichne ich die Schichten als Zangerbergschichten.

a) Da Sprudelkalke in den unteren Lagen der Klosterbergschichten eine große Rolle spielen, so muß ich einige Bemerkungen über ihre Ausbildung und ihre Lagerung vorausschicken, soweit sie für unsere Zwecke von Bedeutung erscheinen.

Sehr instruktiv sind die Verhältnisse in der Pharionschen Grube.

An der Ostwand des tiefen Einschnitts der Grube stehen steil nach W (45°) einfallende hellbraune „Sande" mit sehr vielen Limnaeen und *Gyr. tenuis* ohne *Gyr. sulcatus* an (T). Sie sind nach allen Richtungen von dunkelbraunen Tonschnüren durchzogen und enthalten klickergroße Konkretionen (vgl. Profil 1).

Direkt darüber folgen undeutlich geschichtete, zum Teil ruppige, aragonithaltige Kalke, reich an Limnaeen und *Gyr. sulcatus* (S'). Sie fallen ebenfalls mit 45° zum Bruch und enthalten Tonschnüre (etwa 0,30 m).

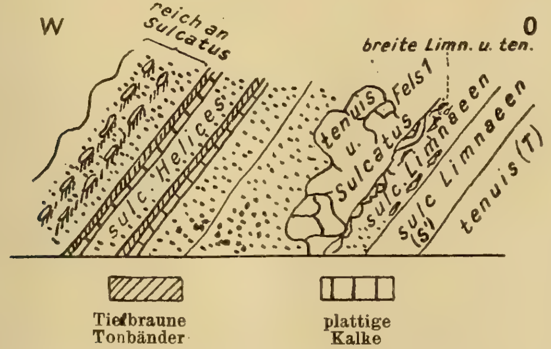
Darüber lagert ruppiger, zuckerkörniger, aragonitischer Kalk, der in der Sonne stark glitzert. Er mißt etwa 0,70 m, ist aber nicht vollkommen aufgeschlossen. Nesterweise wittern Limnaeen und *Gyr. sulcatus* heraus.

Diese Schichten gehen in Sprudelkalke mit breiten, dickschaligen *Limnaeus socialis dilatatus* über; von *Planorben* ist nur *Gyr. tenuis* vertreten. Der Aragonitgehalt ist nicht so stark wie im Felsklotz 1, der das Hangende der Limnaeenkalke ist.

Er besteht aus aragonitischem, stark ruppigem, ungeschichtetem Material, das reich an Algen und schön herauswitterndem Moos besteht. Öfters tritt der Eisengehalt braunrot heraus. Der Klotz ist reich an aufgeblasenen und schlanken, dickschaligen Limnaeen, *Gyr. tenuis* und *sulcatus*, die durcheinander liegen, so daß man in einem Handstück beide Formen zusammen hat. Stark aragonitische Stellen verwittern nierig, stalaktitisch, dort, wo Moosgehalt vorhanden ist, spitzig.

Bei „S" liegen Schichten, 45° W fallend, die aus einem Wechsel von braunen Sanden, tiefbraunem Ton und plattigen, oft gewundenen Kalken mit *Gyr. sulcatus* und *Helices* besteht. Das Liegende bilden poröse, rauhe Kalke.

Die genannten Zonen kombiniert, ergeben das folgende Profil 1, wobei bemerkt werden soll, daß der Sprudelkalkklotz 1 etwas aus seinem ursprünglichen Verband herausgerissen zu sein scheint.



Profil 1. Durch die untere Abteilung der Süßwasserschichten der PHARIONschen Grube (kombiniert).

Felsklotz 2 ist petrographisch wie Felsblock 1 beschaffen. Etwas höher, ihn wahrscheinlich unterteufend, kommen *sulcatus*-„Sande“ zum Vorschein. Er selbst enthält Limnaeen, *Gyr. sulcatus, inornatus* und wenige *Gyr. tenuis*.

Er ist dadurch interessant, daß er deutlich zwei Teile zeigt: den Kern und den Mantel. Letzterer hat außen schalige Struktur. Er besteht aus grauen oder dunkelbraunen, schalig brechenden, sich sandig anfühlenden plattigen Kalken, in denen die Fossilien zum Teil nur noch in der Hohlform vorhanden sind. In der obersten helleren Zone wittern sie normal aus. Über diese laufen zahllose Klüfte, mit tiefbraunem Ton erfüllt. In den Platten sind Manganpunkte und Dendriten häufig. An der Grenze gegen die Sande bilden sich fladenförmige Wülste. Der ganze Fels hat dom- oder kuppenförmige Gestalt, der Mantel führt Limnaeen, *Gyr. sulcatus* und Fischreste.

Den Übergang zu den braunen *planorbiformis*-„Sanden“ zeigen einzelne unterhalb Block 2 herausschauende Sprudelkalke, die mit 2 in Zusammenhang stehen. Über sie legt sich ein Mantel (α) von braunrotem, tonigem, oft schalig brechendem Material, auf den die Sande folgen, durch ein oder mehrere rotbraune bis schwarze (manganhaltige?) Bänder gegen die höheren Sande abgeschlossen. Darüber sind die *planorbiformis*-„Sande“, die eine dunkelbraune, äußerst fossilreiche Schicht mit *Gyr. planorbiformis* und *inornatus* aufweisen, geschichtet. Immer folgen die Lagen der domförmigen Gestalt der daruntergelegenen Kalke. Erst die Kalkbank k geht geradlinig darüber fort.

Das alles spricht dafür, daß die Sprudelkalke teils linsenförmig in den „Sanden“ stecken, teilweise aber auch riffartig in höhere Lagen hineinragen (vgl. Gottschick, a. a. O. S. 158). Die darüberliegenden Schichten legten sich nach der Ablagerung während der Verfestigung mantelförmig — etwas einsackend — um sie herum. Daß dieser Vorgang erst nach der Ablagerung sich abspielte, beweist die Lage der *Gyraulus*-Gehäuse im Mantel, die ursprünglich horizontal lagen, jetzt aber dem Fallen desselben folgen, immer noch die Scheibe parallel zur Mantelfläche gelagert. Dafür sprechen aber auch die zahlreichen Risse des Mantels, die beim Umlegen über den Kern entstanden.

Das Auftreten der tiefroten Bänder und Tonschichten in und über dem Mantel zeigt, daß nach Ablagerung der Sprudelkalke bzw. während der letzten Phase die Quellen stark eisenhaltig gewesen sein müssen.

Dieser Eisengehalt hängt sicher mit den eisenreichen Murchisonschichten zusammen, die vor Ablagerung der Sprudelkalke bereits zutage traten (vgl. das Kapitel Tektonik). Die tiefbraunen Tonbänder in den *sulcatus*-Schichten am nördlichen Westhang der Pharionschen Grube verdanken meines Erachtens ihren Eisengehalt dem Dogger β. Auch später hat dieser solche, meist in Klüften auftretende Tone (Tonbolus) geliefert, wie sie in den Tertiärschichten am Klosterberg sehr häufig sind, denn ich fand in einer solchen Kluft, die durch die oberen kieselhaltigen *oxystoma*-Schichten der Pharionschen Grube setzt, einen Belemniten, an dem noch sandiges Material, dem β entstammend, klebte. Doch mag im Norden auch Malm, der, wie Weiger für den W. J. der Tübinger, Uracher und Kirchheimer Alb zeigte (Beitr. zur Kenntnis der Spaltenausfüllungen im W. J. usw., Jahrb. f. Nat., 1908) nicht wenig Eisen enthält, solche Klufttone, die den Anfang der Bohnerztone darstellen, geliefert haben. Diese pliocänen (?) Klufttone sind zu trennen von den älteren miocänen Tonen, die in den Sprudelkalken und in den *sulcatus*-Schichten vorkommen und nicht an Klüfte gebunden sind, sondern lagenweise auftreten.

Das Profil in der Pharionschen Grube gibt uns auch über die Lagerung der Sprudelkalke Aufschluß. Gottschick spricht von einem terrassenförmigen Aufbau derselben. Doch zeigt das Profil 2 in der Pharionschen Grube eine fast horizontale Lagerung mit buckelförmigen Erhöhungen. Der heutige steile Hang am Klosterberg war zur Zeit der Sprudelkalkbildung noch nicht vorhanden; wäre dies der Fall gewesen, so hätten sich Terrassen mit Stufen wohl bilden können.

Eine flache Depression, hervorgerufen durch Störungen, umgab bei der Entstehung der Sinterbildungen den niedrigen Buckel des heutigen Klosterbergs, der damals vollkommen unter Wasser lag. Submers wurden die großen, flachen Schalen der aragonitischen Tuffabsätze gebildet, wie ich dies im zweiten Teil ausführlicher begründe.

Ein zweimaliges Austreten von heißen Quellen, die Aragonit absetzten, muß vorhanden gewesen sein, einmal während der *tenuis*-, *sulcatus*- und älteren *planorbiformis*-Zeit, und dann (in schwächerem Maße) während der *trochiformis*-Zeit. Auch in den jüngeren *planorbiformis*-„Sanden“ liegen kleine, nierenförmige Aragonitkonkretionen, ohne daß es jedoch zur Bildung größerer Aragonitmassen gekommen wäre.

Gottschick gibt an, daß er am Knill in dem Gestein mit Übergängen von *Gyr. revertens* zu *supremus* leichte Aragonitausscheidung getroffen hätte. Dort handelte es sich mithin um eine dritte (schwache) Warmwasserquelle.

Sehr verschieden von den geschilderten aragonitischen Sprudelkalken sind die verkieselten *oxystoma*-Kalke, aus denen Felsblock 3 der Pharionschen Grube und die Klötze an der südlichen Westwand südlich der Störung bestehen. Doch schon in den unteren *oxystoma*- und in den *trochiformis*-Schichten macht sich ein Kieselsäuregehalt bemerkbar, der nach Gottschick aus den höheren Kieselkalken stammen soll, was ich mir jedoch nicht denken kann, obwohl ich anfangs dieser Annahme zuneigte. Nach Gottschick trifft man auch in den *supremus*-Schichten viel Kieselsäure.

Daß die Verkieselung nicht epigenetisch sein kann, geht schon daraus hervor, daß die Kieselsäure in bestimmten Zonen vorkommt. So finden sich verkieselte Lagen in den unteren *oxystoma*-Schichten.

Gottschick (a. a. O., 1920, S. 213) glaubt die Dickschaligkeit, die Bildung von Längswülsten, die leichte Erhöhung der Mitte bei *supremus* auf ähnliche Wirkungen heißer Quellen zurückführen zu dürfen, wie er sie zur Zeit der Bildung des *tenuis* und *sulcatus* annimmt, d. h. doch wohl, daß der genannte Autor die Kieselsäureschichten mit heißen Quellen in Zusammenhang bringt, wahrscheinlich vor allem deshalb, weil er in den *revertens*–*supremus*-Schichten „leichtere Aragonitbildungen" gefunden hat. Die Annahme hat sehr viel für sich, wie ich im zweiten Teil dieser Arbeit ausführen werde.

Zum näheren Verständnis der Schichtenausbildung gebe ich die folgenden Profile.

1. Edersche Grube am Südhang des Klosterberg.

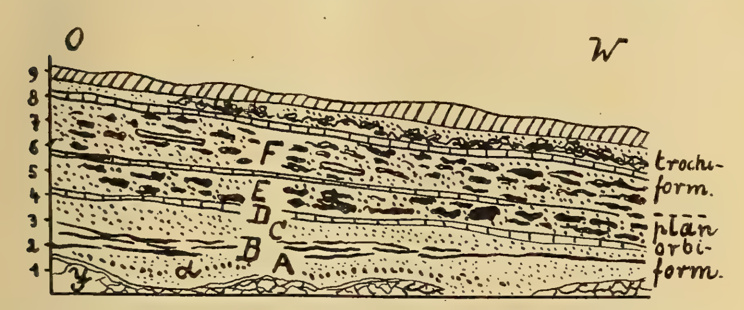
Die Schichten fallen etwa 10° SO.

Zuunterst liegen (nicht aufgeschlossen) helle „Sande" mit *Gyr. steinheimensis*, darüber Sprudelkalke, in denen sich Aragonit nachweisen läßt, mit *Gyr. tenuis*, *tenuis/steinheimensis*, dünn- und dickschalige Limnaeen *(Radix dilatata socialis* Schuebl.) und zahlreiche Landschnecken.

Darüber: braune „Sande" mit harten Kalkbänkchen, die auf der Unterseite *Gyr. sulcatus* und *planorbiformis* herauswittern lassen. Einige Schnüre mit Limnaeen,

die zum Teil breit und dickschalig sind, ziehen durch die „Sande". In den Unteren „Sanden" findet sich nur *Gyr. sulcatus*, nicht *planorbiformis*.

2. Profil durch die Nordwand im nördlichen Teil der PHARIONschen Grube.



Profil 2. Nordwand im nördlichen Teil der PHARIONschen Grube.

Die Schichten fallen 10—12° W.

Von unten nach oben:

Sprudelkalke, deren oberer Mantelteil Fischreste, Limnaeen, *Gyr. sulcatus* führt.

a) Braune „Sande" mit einer Zone α, reichlich *Gyr. planorbiformis* und *inornatus* führend. Nach oben einige Kalkplatten . . . bis 1,80 m

b) Wechsel von „Sanden" und Kalkplatten mit Fischresten. Die Kalke nach W dünner werdend. Gyraulen verhältnismäßig selten . . . . 0,70–1,00 m

c) Braune „Sande" mit *Gyr. planorbiformis*, Limnaeen . . . . 1,00 m

d) Fischplatten, dünnschichtig . . . . . 0,20 m

e) Vorwiegend konkretionsartig, unregelmäßig gewundene, oft kuglige, meist fossilführende Kalke; dazwischen dünne Sandlagen. In den oberen Lagen: oolithische Bank mit weißschaligen *planorbiformis*, Limnaeen, Pupen, zum Teil Kieselüberzug der Schichten 1,55 m

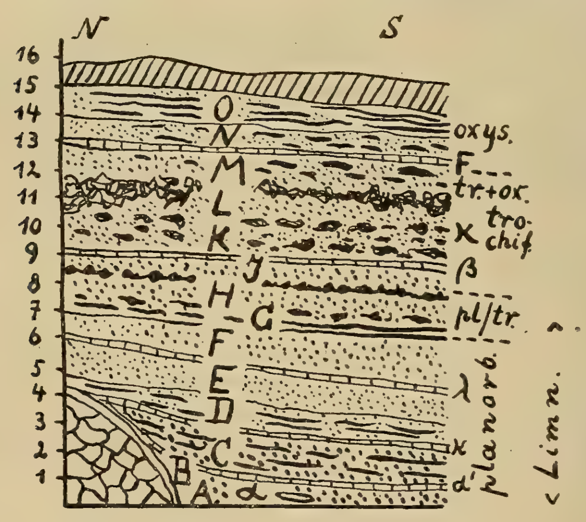
f) Zuunterst gelbbraune „Sande" über einer Kalkbank, dann Konkretionsbänke und „Sande". Zuoberst eine 0,10 m mächtige Kalkbank. 1,30 m darunter treten

die ersten *Gyr. trochiformis* auf. Keine Limnaeen. Leichte Verkieselung . . . 2,50 m

g) Tuffartige, unregelmäßig zu „Sand" verwitternde, zum Teil kieselsäurehaltige Kalke mit sehr vielen *Gyr. trochiformis* und meist verdrückten Landschnecken . . . . 0,50 m

Darüber Verwitterungszone . . . . 8,55 m

3. Westwand der PHARIONschen Grube.



Profil 3. Westprofil der PHARIONschen Grube.

Von unten nach oben: Im N ein Sprudelkalkklotz von 4 m Mächtigkeit.

a) Braune „Sande"

α) Fischkalke: wenig Limnaeen und *Gyr. planorbiformis* . . . . 0,07 m

b) Gelbbraune, feine „Sande": *steinheimensis* bzw. *steinheimensis/tenuis* (s.)[1], *planorbiformis* (klein), zum Teil *sulcatus*-ähnlich (z. h.), *inornatus* (n. h.), *minutus* (s. h.), vereinzelt skalaride Formen, *minutus/costatus* (vereinzelt), Ostracoden, Algen . . . . 0,40 m

[1]) s. = selten, s. s. = sehr selten, h. = häufig, s. h. = sehr häufig, z. h. = ziemlich häufig, n. h. = nicht häufig.

α') Fischkalkbank . . . . 0,10 m

c) Braune „Sande“ mit linsenförmigen Kalkplatten, die sich öfters zu Lagen zusammenschließen: Limnaeen (h.), klein, *planorbiformis* (s. h.), größer als in b), *minutus* (s. h.), *minutus/costatus*, *costatus* (s), *Kraussi* (s.), *inornatus* (z. h.), *Pseudamnicola pseudoglobulus* (s. h.), Ostracoden (n. s. h.), Algen (s. h.) 1,15 m

d) Wechsel von Kalken und „Sanden“, zuunterst eine Klebsandschicht mit vielen Fischen 2,20 m

d) 0,20 m von unten: gelbbrauner, feiner „Sand“: *planorbiformis* (1 Ex.), *planorbiformis* mit wenig erhöhtem Apex (1 Ex.), *Limnaea* (1 Ex.) klein, Ostracoden (h.), *Pseudamnicola* (s.), *Chara* fehlt, Fischreste (s. h.).

d) 0,50 m von unten: gelbbraune, sehr feine „Sande“: *planorbiformis* (1 Ex.), *planorbiformis* mit wenig erhöhtem Apex (1 Ex.), *Pseudamnicola* (s.), Ostracoden (h.).

d) 1,35 m von unten: hellbrauner „Sand“: *planorbiformis*, zum größten Teil mit etwas erhöhtem Apex, *minutus* (n. s. h.), *costatus* (z. s.), kleine Limnaeen, *Pseudamnicola* (h.), Ostracoden fehlen, Algen (n. h.), Landschnecken.

d) 1,45—1,50 m von unten: hellbrauner, loser „Sand“: *planorbiformis* mit und ohne erhobenem Apex (h.), *minutus* (n. h.), *costatus* (s.), *inornatus* (z. h.), Limnaeen klein, Ostracoden (s.), Algen (h.), kleine Landschnecken, namentlich *Pupa*.

d) 2,00 m von unten: gelbbrauner „Sand“: Limnaeen meist klein, *minutus* (n. h.), *minutus/costatus* (s.), *inornatus* (z. h.), *planorbiformis* (s. h.), öfters mit wenig erhöhtem Apex, Ostracoden (s.), Algen (h.), kleine Landschnecken.

e) Braune „Sande“: *planorbiformis* und Limnaeen . . . . 1,00 m

λ) Kalkbank: gelbgrauer, unregelmäßig brechender Kalk: Limnaeen (s. h.), *planorbiformis* ohne und mit erhöhtem Apex, *minutus* (z. h.), *Pseudamnicola* (n. s. h.) . . . . 0,10 m

f) Braune „Sande“: *planorbiformis* (s. h.), Apex ganz vereinzelt etwas erhöht, *inornatus* (s. h.), Apex zum Teil stark erhöht, *minutus* (h.), *costatus* (s. s.), Limnaeen, ziemlich groß (n. s. h.), *Pseudamnicola* (s. h.), Ostracoden (h.), Algen (s.) . . . . 1,00 m

g) Dolomitisch aussehende dicke Bänke, die unten nicht konkretionsartig verwittern: *planorbiformis* und *planorbiformis/trochiformis* 0,40 m

Untere Lage: Dichte, plattige Kalke, porös verwitternd mit zahlreichen Hohlräumen von Algen.
Obere Lage: *planorbiformis* ohne und mit erhöhtem Apex, *Pseudamnicola* (h.), Ostracoden.

h) Braune, lose „Sande“ mit *planorbiformis/trochiformis* . . . . 1,00 m

h) Mitte: hellbrauner „Sand“: *planorbiformis* typ. (h.), *planorbiformis* mit wenig erhöhtem Apex (s. h.), *planorbiformis/trochiformis* (h.), *minutus* (h.), *costatus* (h.), *Pseudamnicola* (h.), keine Limnaeen, Fischreste (s.), kleine Landschnecken (s.), Ostracoden (s.), Algen (s. s.).

i) Dunkelbraune feste Bank, die nach unten dolomitisch-porös ist und schließlich in dunkelbraunen „Sand“ übergeht . . . . . 0,50 m
Darunter ein aus konkretionsartig verwitterten, mehr oder weniger großen Kalkkugeln bestehender Horizont (Kugelhorizont), etwa . 0,10 m

i) dunkelbrauner „Sand“: *minutus* (h.), *costatus* (h.), *minutus/costatus* (h.), keine Limnaeen, Fischreste (n. s.), keine *Chara*.

k) Hellbraune „Sande“ mit verschiedenen Kugelhorizonten. Leichter Kieselgehalt. Die Kugeln sind kleiner als im Kugelhorizont ϰ. In den Kugeln und „Sanden“ ist *trochiformis* häufig. In den Sanden ist er meist in Bruchstücken vorhanden . . . . 1,20 m

l) Hellgelbe „Sande“ mit *Gyr. trochiformis* . . . . bis 1,00 m

Basis l) hellgelbe „Sande“: *trochiformis* (n. s.), *oxystoma* (1 Ex.), vielleicht eingeschwemmt!, *minutus* (h.), *costatus* (n. h.), *Pseudamnicola* (s. h.), *planorbiformis* in kleinen degenerierten Exemplaren (s.), Fischreste (s.), Ostracoden fehlen, Algen (s.).

m) Zuoberst: 0,15 m mächtige helle „Sande“ mit *trochiformis;*
nach unten: 0,70 m „Sande“ mit unregelmäßig gewundenen, etwas verkieselten Kalkknauern, aus denen u. a. *oxystoma* herauswittert;
dann: 0,60 m „Tuffe“, unregelmäßig ausgewitterte, etwas verkieselte Kalkknauer mit *Gyr. trochiformis* und *oxystoma*. Die wenig verkieselten Schalen wittern meist auf der Unterseite heraus. Der Tuffkomplex schwillt nach N stark an;

zuunterst: schieben sich grau gelbe, geschichtete, leicht verkieselte Platten mit (*trochiformis*, *oxystoma*) und Fischen ein.

An der Basis liegt die Hauptverwitterungszone der Tuffe, in der *trochiformis* zu Tausenden und Landschnecken liegen, etwa . . . . . 1,50 m

m) unterste „Tuffe": hellgelbe „Sande": *trochiformis* (s. h.), *planorbiformis* in degeneriertem Zustand (s.), *oxystoma* (z. h.), *minutus* (h.), *costatus* (z. h.), *crescens* (s), *Pseudamnicola* (s. h.), Landschnecken, namentlich *Helices* (h.), Ostracoden (n. s.), Algen (n. s.), Fischreste (n. s.).

m) 0,90 m von unten: Hellgelbe „Sande": *trochiformis* (h.), *oxystoma* (s. h.), *crescens* (s. h.), *minutus* (s.), *costatus* (h.), *Pseudamnicola* (h.), Ostracoden (s.), Fischreste (s.), kleine Landschnecken (s.), *Chara* (s.).

m) 1,50 m von unten: Hellgelbe „Sande": *trochiformis* (s. h.), *minutus* (n. s. h.), *costatus* (z. h.), *crescens* (s.), *oxystoma* (s.), *denudatus* (s. s.), *Pseudamnicola* (s. h.), Ostracoden (s. s.), *Chara* (s.).

(F) Fischplatten: weißlich-graue plattige Kalke: *trochiformis* (Abdrücke), *trochiformis/oxystoma* (h.), *costatus* (h.), *Pseudamnicola* (h.), *Chara* (s.) . . . . bis 0,20 m

n) Helle „Sande" mit Kalkplatten, die sich zu kleinen Bänken zusammenschließen können. Diese sind mehr oder weniger verkieselt. Die angekieselten *oxystoma* wittern immer auf der unteren Seite heraus, etwa . . 0,80 m

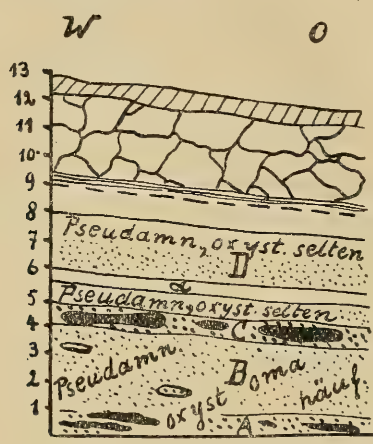
n) untere Lage: Hellgelbe „Sande": *trochiformis* (h.), *costatus* (n. s. h.), *oxystoma* (s.) klein, *minutus* (1 Ex.), *trochiformis/oxystoma* (s.), *Pseudamnicola* (h.), Fischreste (h.), Ostracoden (s. s.), *Chara* (z. h.),

n) obere Lage: Hellgelbe „Sande": *minutus* (s. s.), *costatus* (z. h.), *oxystoma* (s. h.), *crescens* (h.), keine Ostracoden, keine Fischreste, *Chara* (s.).

o) Plattige Kalke mit „Sand"-Einlagerungen: *oxystoma* kann sehr häufig sein oder fehlen. Nach oben macht sich ein immer stärker werdender Gehalt an Kieselsäure bemerkbar . . . . 1,00 m

Verwitterungsboden . . . . 13,72 m

4. Nordwand im südlichen Teil der PHARIONschen Grube.



Profil 4. Südliches Nordprofil der PHARIONschen Grube.
a = *Pseudamnicola, G. oxystoma,* Landschneckenbruchstücke (h), *G. trochiformis,* Säuger.

Die Schichten bilden eine kleine Mulde.
Von unten nach oben:

a) Helle „Sande" in „Klebsande" übergehend mit Einlagerung von Kalkplatten und Kalklinsen. In den sandigen Zwischenlagen und in den Kalkplatten ist *trochiformis* und *trochiformis/oxystoma* häufig. Landschnecken. bis 0,60 m

b) Helle „Klebsande" mit vielen *Pseudamnicola pseudoglobulus* ohne *Gyr. trochiformis* und Landschnecken. Bis 1,20 m von unten kommen lockere „Sandlinsen" mit *Gyr. trochiformis* vor, die eingeschwemmt sind. *Gyr. oxystoma* häufig . . . . 3,20 m

c) Lockere, helle „Sande", die nach oben rostbraune Bänderung besitzen. Darin stecken verkieselte Kalklaiber, die bis 1,50 m Durchmesser haben können. In den kleineren Laibern sind *trochiformis* und Landschnecken häufiger, in den größeren liegt hauptsächlich *Gyr. oxystoma.* In den oberen „Sanden" nimmt *trochiformis* ab und erlischt (Schwemmschicht) . . . . 0,70 m

d) Helle „Klebsande" mit *Pseudamnicola pseudoglobulus* und *Gyr. oxystoma.*

Zuunterst ist *Pseudamnicola* und *Gyr. oxystoma* selten	0,80 m
Darüber liegt ein Band mit Bruchstücken großer Landschnecken, *Gyr. trochiformis, Pseudamnicola, Gyr. oxystoma* und Säugerknochen (Schwemmschicht)	0,50 m
Zuoberst sind *Pseudamnicola* und *Gyr. oxystoma* selten	2,10 m
	7,90 m

Anm.: Die *Gillia-* und *oxystoma*-Reste sind in den normalen, zahlreiche dünne, schwarze, stark bituminöse Schnüre besitzenden „Klebsanden" nesterweise angeordnet.

Der jetzt zu schildernde obere Teil des Profils 4 bezieht sich auf den Aufschluß in den oberen *oxystoma*-Schichten, einige Schritte nordöstlich von dem eben geschilderten Profil gelegen. Da in diesem nicht die ganzen „Klebsande" vorhanden, in dem etwas nordostwärts gelegenen Aufschluß hingegen die obersten „Klebsandbänke" nicht deutlich zu sehen sind, ist zwischen die beiden Profilteile noch „Klebsand" von unbekannter Mächtigkeit (etwa 1—2 m) einzuschalten.

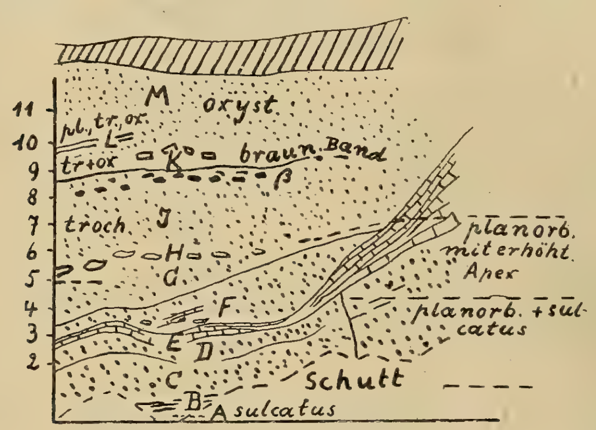
Plattige, dolomitisch aussehende Schichten mit Steinkernen oder Hohlräumen von *Gyr. oxystoma.* Dazwischen dünnplattige fossilarme oder fossilleere Schichten. Alle sind wenig bis stark verkieselt, etwa	0,20 m
Ruppige Kieselklötze mit Opalausscheidung ohne Schichtung. Verwittern kreidig, wobei die Fossilien schön herauskommen. *Gyr. oxystoma* ist meist nesterweise vorhanden	3,00 m
Verwitterungsboden	11,10 m

5. Koppsche Grube am Osthang des Klosterbergs.

Das Profil zeigt deutliche Diskordanzen, viele Risse und Sprünge. Im W fallen die Schichten wegen der Nähe einer Verwerfung (s. Kap. Tektonik) sehr

steil, die weiter östlich gelegenen Lagen schwächer nach O ein.

Fraas und Branca (Das kryptov. Becken) und Kranz (a. a. O., 1914) zeichnen ein Profil der Grube; erstere fassen die Schichten sehr ungenau, letzterer gibt nur eine wenig exakte Skizze. Sandberger (Land- und Süßwasserconch. d. Vorwelt 1870 bis 1875) hat das Profil gemessen, den Charakter der Schichten jedoch nicht erkannt.



Profil 5. Koppsche Grube am Osthang des Klosterbergs.

a) Dunkelbraune „Sande“ mit *Gyr. sulcatus* und Limnaeen . . . . 0,35 m

b) Kalkplatten mit auf der Unterseite herauswitternden Fossilien. *Gyr. sulcatus, planorbiformis,* Limnaeen, *Chara* . . . . . . 0,35 m

c) Hellere, feinkörnigere „Sande“, nach oben zum Teil „klebsand“-artig. Fossilien nester- und lagenweise vorhanden. Vor allem *Gyr. planorbiformis,* daneben *Gyr. sulcatus* 1,10 m

d) Dunkelbraune, grobe „Sande“ mit flachen und etwas erhöhten *Gyr. planorbiformis,* Limnaeen . . . . 0,60 m

e) Plattige, zum Teil wellig gebogene Kalke mit *Gyr. planorbiformis* und Fischen; nach W etwas anschwellend . . . . 0,20 m

f) Grobe „Sande“ mit Einlagerung von Kalkpaketen (α = bis 0,80 m), voll von *Gyr. planorbiformis* und Limnaeen. Selten *Gyr. planorbiformis* mit erhöhtem Apex . . . . 0,70–1,30 m

Diskordanz:

g) Zuunterst „feine“, klebsandartige braune „Sande“ mit *Gyr. planorbiformis* und *Gyr. planorbiformis* mit erhöhtem Apex, weiter oben grobsandiger mit zahlreichen *Gyr. planorbiformis* und wenigen *Gyr. trochiformis* (etwas verschwemmt) . . . . 1,00 m

h) Kalkplatten und plattiger Aragonit. *Gyr. trochiformis* in riesigen Exemplaren; Landschnecken. Keine Limnaeen bis 0,40 m

i) Schnecken-„Sande“ mit *Gyr. trochiformis*. Einlagerungen von plattigen Kalken und Kalktuffen (β = bis 0,35 m). *Gyr. trochiformis* in riesigen Exemplaren . . . . 1,90 m

Nach oben schieben sich feinkörnigere Partien mit vielen *Pseudamn. pseudoglobulus* und kleinen *Gyr. trochiformis* ein. Größere Exemplare sind jedoch immer noch vorhanden. Zuoberst liegt ein rotbrauner Streifen.

Etwa 0,30—0,35 m von der oberen Grenze stellt sich *Gyr. oxystoma* ein.

k) Hellgelbe „Klebsande“, in denen die Fossilien manchmal in Schnüren angeordnet sind. Darin dünne Platten mit flachgedrückten *Gyr. oxystoma* . . . . 0,80 m

l) Bis 0,20 m mächtig werdende *trochiformis*-Schicht mit einem braunen Verwitterungsband von beschränkter Ausdehnung. *Gyr. planorbiformis/trochiformis, oxystoma*, Landschneckenbruchstücke, wirr durcheinander (Schwemmschicht) . . . . 0,20 m

m) Weißgelbe Klebsande mit *Gyr. oxystoma* und *Pseudamnicola* . . . . 1,45 m

Verwitterungsboden. 8,65 m

Weiter südlich liegen darüber plattige, oft unregelmäßig geschichtete, rauhe Kalke von dolomitischem Habitus. *Gyr. oxystoma* stellenweise häufig, etwa . . . . 0,50 m

Darüber ungeschichtete Kieselknauer, aus denen *Gyr. oxystoma* und *crescens* zum Teil schön herauswittern . . . . ?

Vergleich der Profile.

Trotzdem nie zwei Profile miteinander übereinstimmen, läßt sich doch von unten nach oben in petrographischer Hinsicht das folgende allgemeine Profil der Klosterbergschichten konstatieren:

1. die Sprudelkalke mit „Sanden“
2. die braunen, zum Teil rostfarbigen „Sande“
3. die helleren „Sande“
4. die feinkörnigen „Klebsande“
5. die Kieselschichten.

Faunistisch zeigt sich, daß in den Sprudelkalken *Gyr. steinheimensis/tenuis, tenuis, sulcatus* und *planorbiformis*,

in den braunen, zum Teil rostbraunen „Sanden“ *tenuis, sulcatus, planorbiformis* und *planorbiformis/trochiformis*,

in den helleren „Sanden“ *Gyr. trochiformis* und die Übergangsform von *Gyr. trochiformis* zu *oxystoma*,

in den feinkörnigen Klebsanden *Gyr. oxystoma*,

in den Kieselschichten *Gyr. oxystoma* und *revertens* stecken.

Wie Hilgendorf (a. a. O., 1866) angibt, kommen von der *steinheimensis*- bis zur *planorbiformis*-Zone Limnaeen vor, was ich bestätigen kann. Dies entspräche etwa (a. a. O.) 1—3. Die *steinheimensis*-Zone war zur Zeit meiner Untersuchungen nicht aufgeschlossen.

Fischreste finden sich von (a. a. O.) 1.—5., in 4. und 5. seltener.

Zu bemerken ist, daß seit Hilgendorfs Untersuchungen die *revertens*- und *supremus*-Stufe am Klosterberg (Eder's Grube) nicht mehr aufgeschlossen ist. *Supremus* soll in einem tonigen Kalkstein liegen.

Besonders zu erwähnen sind die Diskordanzen, wie sie deutlich das Profil in der Koppschen Grube zeigt (Prof. 5). Durch Störungen während der Ablagerung der Süßwasserschichten hervorgerufen, haben sie die Vermischung älterer und jüngerer *Gyraulus*-Formen verursacht (Schwemmschichten), was bereits Hilgendorf erkannte, jedoch Sandberger bei seinen Untersuchungen einen bösen Streich spielte.

Diese Störungen sind an der Vermischung der Fossilien in der Koppschen Grube schuld; die Einteilung Hilgendorfs in Zonen 1—5 tritt trotzdem bei Kopp wie bei Pharion klar hervor.

Während aber in der oberen *planorbiformis-* bzw. *planorbiformis/trochiformis*-Zone der PHARIONschen Grube die starke Konkretionsbildung auf eine Austrocknungsphase hinweist, läßt das starke Zurücktreten der Konkretionslagen in der KOPPschen Grube im Verein mit den Diskordanzen (s. Prof. 5) auf Vertiefung des Wassers schließen. Es dürfte wohl eine solche im östlichen Teil des Beckens eingetreten sein, der eine gewisse Wassermenge dem westlichen Abschnitt entzog, wodurch die Austrocknungserscheinungen bei PHARION zu erklären sind.

Den Profilen 4 und 5 ist die Einschaltung von Schwemmzonen in den *oxystoma*-Schichten gemein.

In der PHARIONschen Grube zeigen sich an der südlichen Nordwand (Prof. 4) über der Zone A mit den Übergangsformen von *Gyr. trochiformis* zu *oxystoma* linsen- oder kugelförmige Einschaltungen von lehmartigem Habitus, in denen *Gyr. trochiformis* und Landschneckenbruchstücke häufig sind. Diese schließen sich in der Zone C zu einer S c h w e m m s c h i c h t zusammen, die aus Schalen von *Gyr. trochiformis, Gyr. oxystoma,* Landschnecken und „Sand" besteht und reichlich Säugerknochen führt. Große verkieselte Laiber liegen in den Sanden.

0,80 m darüber kommt wiederum solch eine Schwemmschicht, jedoch ohne Laibereinschaltung, vor. Der Fossilinhalt ist derselbe wie in der vorigen Schicht.

Dieselben Verhältnisse finden wir in der KOPPschen Grube, doch sah ich dort nur e i n etwa 0,20 m mächtiges lehmartiges Band mit *Gyr. trochiformis/planorbiformis* neben Landschnecken und *Gyr. oxystoma.* Über der Schwemmbank im PHARIONschen und KOPPschen Bruch liegt ein eisenschüssiges Band, dessen Entstehung auf starken Sauerstoffeinfluß schließen läßt; dieser müßte dann besonders kräftig sein, wenn die Schichten von Wasser nur wenig oder gar nicht bedeckt waren.

Das Auftreten dieser Schwemmzonen kann wohl nur durch tektonische Bewegungen des Klosterbergs erklärt werden. Sie sind die Folgen der Kleinarbeit der Tektonik, ebenso wie die Diskordanzen. KRANZ (a. a. O., 1914, S. 109) glaubt die Vermischung der Fossilien, ebenso wie auch das Fallen der Tertiärschichten durch Rutschungen während und nach der Ablagerung derselben erklären zu können. „Jedenfalls kann die schräge Lagerung des Tertiärs am Klosterberg ohne jede tektonische oder vulkanische Bewegung erklärt werden, durch n a t ü r l i c h e A n l a g e r u n g a n d i e

Berghänge und Klippen, sowie durch nachträgliche Setzung und Gehängerutschung." Doch weisen die ganzen Lagerungsverhältnisse bei Kopp auf tektonische Störungen hin. Fraas und Branca (a. a. O., 1905, S. 26) drücken sich bezüglich der Schneckensande am Klosterberg deutlich dahin aus, daß sich diese in gestörter Lagerung befinden.

Welche Folgerungen lassen sich aus den stratigraphischen Ergebnissen bezüglich des Verhältnisses Wasser zu Land am Klosterberg ziehen?

Kranz meint (wohl mehr gefühlsmäßig), daß zur *supremus*-Zeit der ganze Klosterberg unter Wasser gelegen haben könnte, fügt jedoch in einer Fußnote hinzu, daß immerhin etwas Brauner Jura, der jetzt abgeschwemmt ist (Nordseite des Klosterbergs), herausgeragt haben dürfte. Während der Ablagerung der älteren Zonen sollen „mindestens seine mittleren Hänge" überschwemmt gewesen sein.

Da Sedimentbreccien, wie sie am Rand des Beckens liegen, am Klosterberg fehlen, — denn die weichen Tone des Doggers, die bei der Ablagerung des Tertiärs bereits anstanden, konnten wohl verbogen, aber nicht wie Kalke zertrümmert werden, waren nicht befähigt, Sedimentbreccienmaterial zu liefern wie die harten zertrümmerten Malmkalke am Beckenrand[2]) — so müssen wir ein anderes Kriterium benützen zum Entscheid, ob der Klosterberg zu einer bestimmten Zeit Land war oder nicht. Dies sind die in die Süßwasserschichten eingeschwemmten Landschnecken.

Das zweite Kriterium ist die petrographische Beschaffenheit der Schichten.

Auf die zerrissenen, aber wohl ziemlich eingeebneten Juraschichten legten sich die Sprudelkalke in mehr oder weniger horizontaler Lage, kleine Kuppen bildend. Sie bedeckten anscheinend den ganzen Berg, denn sie stehen mit den Spalten, mithin auch mit der quer über den Berg laufenden O-W-Störung (s. tektonisch. Teil) in Verbindung.

In den beckenförmigen Vertiefungen der Sprudelkalke setzten sich die „Sande" ab, während auf den Kalkinselchen Landschnecken existieren konnten (*tenuis*-Schicht in der

---

[2]) Material zur Sedimentbreccienbildung hätte höchstens der zertrümmerte Malm β im N des Berges liefern können; dieser wurde jedoch von den Sprudelkalken bedeckt, so daß er gar nicht von den Wellen des Sees bearbeitet werden konnte.

EDERschen Grube)[3]. Die gleichmäßige Ausbildung der *sulcatus*- und der unteren *planorbiformis*-„Sande" bei PHARION und KOPP spricht dafür, daß der Klosterberg — wenigstens zum größten Teil — damals unter Wasser lag.

Daraufhin bildeten sich im O Diskordanzen, das Wasser vertiefte sich dort etwas in der *planorbiformis/trochiformis*- und *trochiformis*-Zeit, während das Auftreten von Landschnecken im W, im Verein mit starker Konkretionsbildung für eine Überwassersetzung des westlichen Klosterbergs sprechen.

Auch im unteren Teil der *oxystoma*-Klebsande finden sich eingeschwemmte Landschnecken neben *Gyr. trochiformis*. Die älteren „Sande" liegen in der PHARIONschen Grube, ziemlich mächtig geschichtet, in die feinen Klebsande eingeschwemmt. Der Klosterberg muß auch damals noch aus dem See herausgeragt haben.

Der Kampf um die Eroberung des Berges während der *oxystoma*-Zeit macht sich auch weiterhin bemerkbar an dem Wechsel von landschneckenfreien Schichten mit solchen, die Landschnecken, Säugerknochen und *trochiformis* führen.

In den obersten Klebsanden fehlen solche eingeschwemmten Körper. Die gleichartige Ausbildung der äußerst feinkörnigen oberen Klebsande am ganzen Klosterberg zeigen das Übergreifen der Schichten über den Klosterberg an, der während der Ablagerungszeit der jüngsten *oxystoma*-Schichten (Kieselkalke), der *revertens*- und *supremus*-Zone unter Wasser gelegen hat (Näheres s. im II. Teil).

Welche Faktoren sind nun für das wechselnde Trockenlegen und Überfluten des Klosterbergs verantwortlich zu machen? Folgende Möglichkeiten kommen in Betracht:

1. Der Wasserspiegel war permanent gleichmäßig hoch, der Klosterberg oszillierte dank tektonischer Bewegungen oder
2. der Klosterberg verhielt sich stabil, der Wasserspiegel stieg und sank oder
3. beide Faktoren wirkten zusammen.

Zwecks Erörterung dieser Fragen stelle ich die folgende Tabelle voran:

---

[3]) Für einen baldigen Abtransport ins Wasser spricht die teilweise Erhaltung der Bänder der Landschneckenschalen, die gewöhnlich, der Luft und dem Sonnenlicht einige Zeit ausgesetzt, sehr bald verblassen.

Zeit, durch folgende Fossilien gekennzeichnet	Petrogr. Charakter der Schichten im Osten	Petrogr. Charakter der Schichten im Westen	Aragonit im Osten	Aragonit im Westen	Störungen im Osten	Störungen im Westen	Klosterberg unt. Wasser (+) über Wasser (−) im Osten	Klosterberg unt. Wasser (+) über Wasser (−) im Westen
laevis	—	—	—	—	?	?	—	—
zwischen *laevis* u. *steinheimensis*	—	—	—	—	+	+	?	?
steinheimensis . .		Sande Sprud. K. ?	—	?	—	—	+ ?	+ ?
tenuis	Sprud. K.	Sprud. K. Sande	+	+	—	—	+	+
sulcatus	Sande	Sande Sprud. K.	+	+	—	—	+	+
planorbiformis .	Sande	Sande + Konkret. Sprud. K.	+	+	—	—	+	+
planorbif./*trochiformis*	Sande	Sande + Konkret.	sehr wenig +	+	—	+ ?	+	—
zwischen *planorbiform.*/*trochif.* u. *trochiformis* .	Sande	Sande + Konkret.	sehr wenig +	+	Diskord.	—	+	—
trochiformis . . .	Sande untergeordnete Tuffe	Tuffe + Sande	makroskop. + wenig	+ wenig	+ ?	—	z. T.	z. T.
untere *oxystoma*	Sande	Sande	+	+	—	—	—	—
mittl. *oxystoma* .	Klebsande	Klebsande	—	—	—	—	+	+
mit Schwemmzonen	Sande	Sande	sekundär +	sekundär +	—	—	—	—
obere *oxystoma* .	Klebsande SiO_2	Klebsande SiO_2	—	—	+	+	+	+
revertens	—	? + SiO_2	—	—	?	?	+ ?	+ ?
supremus	?	?			?	?	+ ?	+ ?

Die Höhenlage des Wasserspiegels kann unmöglich permanent gleichmäßig hoch gewesen sein; sie hängt ab von der Niederschlagsmenge und der Quelltätigkeit. Da wir diese Bedingungen nicht nachkontrollieren können, so ist ein exakter Entscheid darüber, ob bei dem Über- und Unterwassersetzen des Klosterbergs der eine oder der andere Vorgang gewirkt hat, ausgeschlossen.

Was wir konstatieren können, ist, daß, wie oben auseinandergesetzt wurde, und wie es die Tabelle zeigt, der Klosterberg zuerst über, dann unter, hierauf wieder über und nochmals unter Wasser gelegen hat, wenn auch für die *steinheimensis*- bis *planorbiformis*-Zeit hinzuzufügen ist,

daß einzelne über dem Jura abgesetzte Sprudelkalkfelsen riffartig aus den warmen Wässern herausragten.

Ferner können wir feststellen, daß zwischen der *laevis-* und *sulcatus-*, zwischen der *planorbiformis/trochiformis-* und der *trochiformis*-Zeit und vor oder während der Ablagerung der kieselhaltigen *oxystoma*-Schichten Bewegungen am Klosterberg stattfanden, da wir die Entstehung der heißen, teils Aragonit, teils Kieselsäure absetzenden Quellen mit tektonischen Störungen in Zusammenhang bringen dürfen, ebenso wie das Auftreten der Diskordanzen im O des Klosterbergs.

Da immer dort, wo wir größere Quellwirkung konstatieren können, der Klosterberg unter, hingegen wo diese nachläßt (am Fehlen der Sprudelkalke kenntlich), über Wasser gelegen hat, so ist die Annahme berechtigt, daß Quellbildung und Überschwemmung des Berges meist Hand in Hand gingen. Eine Ausnahme machen die Ablagerungen der mittleren *oxystoma*-Zeit; die MEIGENsche Reaktion zeigt keinen Aragonitgehalt an; da Landschnecken fehlen und die Ausbildung im O und W des Berges die gleiche ist, so spricht nichts dagegen, daß eine gleichförmige Überflutung desselben zur mittleren *oxystoma*-Zeit stattfand. Ob da Tagewässer in Frage kommen, die den in Ruhe befindlichen Berg unter Wasser setzten, oder ob dieser nach unten sank und so überflutet wurde, weiß ich nicht.

Groß waren die Niveaudifferenzen zwischen dem Seespiegel und der Insel nie, so daß geringe Bewegungen bzw. Wassermengen genügten, um sie untertauchen zu lassen.

b) Die Zangerbergschichten.

Die Zangerbergschichten zeichnen sich durch das fast vollkommene Fehlen von aragonitischen und kieselsäurehaltigen Gesteinen aus, setzen sich dafür zum größten Teil aus Sedimentbreccien und zuckerkörnigen Kalken zusammen. Sande beteiligen sich nicht in dem Maße am Aufbau, wie dies bei den Klosterbergschichten der Fall ist.

Leider sind die Aufschlüsse, namentlich am Grot und Birkel (Schellenberg) schlecht. Doch waren an beiden Stellen seinerzeit von BRANCA und FRAAS Grabungen vorgenommen, aber bald wieder zugeworfen worden; beim Begehen dieses Gebiets ist man auf herumliegende Gesteinsbrocken angewiesen. Herr Forstmeister GOTTSCHICK, der schon lange in Steinheim ist und jeden Gelegenheitsaufschluß sehen konnte, teilte mir seine Beobachtungen mit. Leider

ist an den genannten Stellen bei Grabungen nie das Streichen und Fallen gemessen worden.

Wir können zwei Tertiärgebiete unterscheiden:

α) den Grot, das Birkel und den Knill,

β) das Gebiet zwischen dem Hirschtal und der Hohen Steige, dasjenige am Zangerberg, Grillenbusch, Roßberg und an der Schafhalde.

α zeichnet sich durch reichliche Sandführung, stellenweises Vorkommen von Aragonit und Kieselsäure und das Zurücktreten der Sedimentbreccien, β durch das Vorherrschen der letzteren und das Zurücktreten der Sande aus.

α) Direkt beim Kronenwirtshaus am Grot liegt Sedimentbreccie auf Malm ζ. Diese führt unmittelbar über den *Kleini*-Schichten viele, bis 1 m große Rollstücke, die vielleicht von einem durch das Hirschtal fließenden Fluß herantransportiert wurden. Dort wurden bei Gelegenheitsgrabungen grobe Kalke ohne Aragonit mit *Gyr. planorbiformis* bloßgelegt. Am Grot fand Gottschick auch *oxystoma* und *revertens*. Südöstlich der Feldlesmähde bei Höhe 590 treten kalkige, plattige, meist aber plumpe, spätige harte Gesteine zutage, in denen nur noch unbestimmbare Fossilabdrücke vorhanden sind. Bei der Feldlesmähde stehen gelbe tonige Mergel mit meist taubenei-, aber auch hühnereigroßen Geröllen ohne Fossilien an, die etwas weiter unten *Gyr. trochiformis* führen.

Da bereits an dem unteren Hauptkomplex *Gyr. trochiformis* lose herumliegt, der wohl nicht verschleppt ist, trotzdem man mit Verschleppung sehr zu rechnen hat, geht zwischen den Schichten an der Feldlesmähde und denen des vorderen Grot eine Störung durch.

Am Birkel (Schellenberg) kommen Sande, zuckerkörnige und plattige, feinkörnige Kalke, auch porös verwitternde Gesteine vor. *Gyr. tenuis*, *planorbiformis*, *trochiformis* wurden nachgewiesen.

Beim Aufstieg auf den Knill vom Ried aus findet man zuunterst dünnplattige, weiche, weiße Kalke ohne Fossilien. Weiter oben sammelt man *Gyr. tenuis*, *planorbiformis*, *trochiformis*. Hier ist der „Sand"gehalt bedeutend. Oberhalb der Äcker liegen dünnplattige Kalke mit Limnaeen, *Gyr. planorbiformis* und Fischresten, weiter oben klotzige Kalke mit Aragonit, *Gyr. trochiformis* führend, dann dünnplattige Kalke mit *Gyr. oxystoma* herum. In dem Gestein mit Übergängen von *revertens* zu *supremus*

fand GOTTSCHICK leichte Aragonitausscheidung. *Supremus*-Platten sind ebenfalls vorhanden. Am Gipfel stehen zuckerkörnige Kalke mit *Chara*, Limnaeen und *Gyr. tenuis* und wenig weiter unten am Südosthang Sedimentbreccien an. Diese Schichten liegen horizontal.

Die α)-Sedimente haben mit den Klosterberg-Schichten große Ähnlichkeit.

β) Zwischen dem Hirschtal und der Hohen Steige stehen sehr wenig zertrümmerte Malm ε- oder ζ-Kalke an. Westlich und südwestlich davon liegen geschichtete SW—NO streichende 40° SO fallende Sedimentbreccien, an die nach NW plattige Kalke des Malm ζ stoßen. Unter der Breccie stehen gelbe, feuersteinlose Malm-ζ-Kalke mit undeutlicher Schichtung an.

Zwischen der Hohen Steige und dem Zangerberg sind zuckerkörnige Kalke, ähnlich denen am Grot, aber auch plattige Gesteine vorhanden. Die ersteren führen *Chara*, Limnaeen und *Gyr. planorbiformis*. Ganz oben liegen feinkörnige Sedimentbreccien herum.

Am Zangerberg stehen, prächtig aufgeschlossen, 0—10° nach S einfallende, dickbankige Sedimentbreccien an, deren Rollstücke bis 0,10 m Durchmesser besitzen können. Diese sind zum großen Teil Kieselknauer, fast immer sind sie kantig. Im westlichen Teil sind die Breccien fossilleer, doch führen die zuckerkörnigen Kalke westlich des Grillenbusch, die im Verband mit den Breccien stehen, Steinkerne von *Gyr. planorbiformis* und Landschnecken.

Die Verwitternug der Breccien ist eine karstartige. Kleine Höhlen und Löcher, labyrinthartig miteinander verbunden, entstehen dort, wo weichere Einlagerungen in den harten Breccien stecken (Lochbildung). Das Gelände fällt nicht beträchtlich; an der Depression stößt es mit einer kleinen Steilstufe ab.

Die Mächtigkeit dürfte 20—25 m betragen.

Am Ausgang des Grillenbuschtals zwischen 550 und 570 m vereinigen sich die zuckerkörnigen Kalke und die Sedimentbreccien zu großen, undeutlich geschichteten Felsen mit *Gyr. planorbiformis* und Limnaeen. Feuerstein scheint im östlichen Teil zu fehlen. Dort tritt der Sedimentbrecciencharakter stark zurück. Die Felsen werden von breiten und tiefen Klüften durchsetzt und bestehen zum Teil aus zertrümmerter Sedimentbreccie. Unter den Felsen kommt Malm in gestörter Lage heraus.

In herumliegenden Brocken fand GOTTSCHICK *Gyr. supremus*.

Am Roßberg befinden sich einige unzusammenhängende Tertiärfetzen. Die Aufschlüsse sind schlecht. Es liegen fein- bis mittelgrobe Sedimentbreccien (mit wenig gerundeten, zum großen Teil aus eckigem Feuersteinmaterial bestehenden Komponenten) und mit ihnen in Verbindung stehende zuckerkörnige Kalke, sodann grauer mergeliger Kalk mit *Gyr. sulcatus* und gewundene Kalke mit Bänderung, ähnlich einigen Varietäten am Grot, herum.

Bei der Schafhalde beteiligen sich wiederum „Sande" an der Zusammensetzung des Tertiärs, denn wir befinden uns in der Nähe des Knill. Zwischen 540 und 575 m Höhe findet man mittelgrobe Sedimentbreccien, plattige Kalke mit *Gyr. sulcatus*, *Pseudamnicola* und Fischen. Diese Kalke sind den *sulcatus*-Kalken am Knill ähnlich. Es finden sich aber auch zuckerkörnige Kalke mit *Gyr. sulcatus*.

Etwa 25—30 m höher liegt ein kleines Tertiärvorkommen, auf das mich GOTTSCHICK aufmerksam machte. Sedimentbreccien mit meist kleinen (auch mittelgroßen) Komponenten, unter denen Kieselknauer fehlen, stellen sich über zuckerkörnigen und plattigen Kalken ein. Die Schichten führen *Gyr. sulcatus* und Limnaeen.

Die teilweise Übereinstimmung der südlichen und westlichen, wenig Breccien und viel Sand führenden Zangerberg-Schichten spricht für einen gewissen Zusammenhang zwischen den letzteren und den Klosterberg-Schichten.

Den Übergang von der nördlichen zur südlichen Fazies finden wir am Grot und an der Schafhalde.

GOTTSCHICK führt nach mündlicher Mitteilung das Überwiegen der Sedimentbreccien am nördlichen Rand gegenüber dem südlichen Ufer auf stärkeren Wellenschlag im N zurück, eine Ansicht, die starke Südwinde zur Voraussetzung hat.

Es kann diese Erscheinung aber auch mit einer intensiveren tektonischen Tätigkeit und damit verbundenen kräftigen Griesbildung im N gegenüber dem S zusammenhängen.

IV. Tektonik.

Um zur Erklärung der Entstehung eines Gebiets zu gelangen, muß man zuerst die tektonischen Linien desselben festlegen. Bezüglich der Genese des Steinheimer

Beckens wurden zum Teil Theorien aufgestellt, bevor man sich überhaupt eingehend mit der Tektonik beschäftigt hatte.

Es ist die Aufgabe dieses Kapitels, die Bruchlinien und ihr relatives Alter festzulegen. Ich werde dabei eine kleine Umgruppierung der Einteilung, wie ich sie im geologisch-morphologischen Teil gegeben habe, vornehmen, indem ich die periphere Depression gesondert behandle.

1. Der Kern.

Wie im geologisch-morphologischen Teil gezeigt wurde, zerfällt der Kern des Steinheimer Kessels, der Klosterberg, in die zentrale Dogger-, die nördlich davon gelegene Malm- und die tertiäre Randscholle.

Durch den gewählten Begriff „Scholle" soll ein tektonisches Moment zum Ausdruck gebracht werden: Es handelt sich um Erdstücke, die durch Verwerfungen voneinander getrennt sind, wie Fraas und Branca bereits andeuten.

Dies muß näher erläutert werden.

Die zentrale Doggerscholle, die zum größten Teil aus *Opalinus*-Ton mit teilweise zerquetschten und zerbrochenen Belemniten und aus Murchisonschichten von Aalener Ausbildung besteht, von denen die letzteren in zwei Inseln zwischen den Höhen 260 und 270 m hervorragen und um den Klosterhof ω-förmig verbreitet sind, schneiden gegen N an einer etwa von W nach O laufenden Linie gegen Malm α und β ab. Der Liasfetzen am Nordausgang des Dorfes ist, da auf einer modernen Schicht liegend, als wurzellos anzusehen; seine Herkunft ist rätselhaft. Die genannte Linie ist auf jeden Fall eine tektonische, die Malm α und β gegen Unteren Dogger verwirft. (Vgl. Karte 1.)

Die Doggerscholle am Klosterhof scheint gegen die zentrale Doggerscholle durch einen Sprung von kleinem Ausmaß getrennt zu sein. Der Malm im N ist wohl seinerseits wiederum in einzelne Stücke zerschlagen.

Nach W schneiden Malm und Dogger scharf gegen Tertiär ab an einer etwa von SSO nach NNW streichenden Linie. Die *tenuis*- und *sulcatus*-Schichten zeigen in dem nördlichen Teil der Pharionschen Grube steiles Einfallen nach W (etwa 45°), sie liegen sehr nahe der genannten Linie. Wir müssen wohl für die Sprudelkalke mit *Gyraulus tenuis* und *sulcatus*, die unterhalb der Kurve 570 m anstehen, also südlich der südlichen Querverwerfung im Pharionschen Bruch, annehmen, daß sie ursprünglich über

den Berg herübergegriffen haben und erst durch den erwähnten tektonischen Bruch gegen den Dogger abgeschnitten und in tiefere Lage gebracht wurden. Demgegenüber geben Fraas und Branca an, daß die Sprudelkalke wohl noch in ihrer normalen Lage anstehen.

Das Tertiär im W mit unterliegendem Malm in der Pharionschen Grube ist ebenfalls zerbrochen, denn einmal grenzen die *oxystoma*-Schichten direkt an die *tenuis*- und *sulcatus*-Sprudelkalke, die sich plötzlich östlich einer von S nach N verlaufenden Linie scharf aus dem Gelände mit steilen Wänden herausheben, dann aber stoßen die *oxystoma*-Kieselschichten, die als die jüngere Abteilung der *oxystoma*-Stufe anzusehen sind, im Pharionschen Bruch an die *trochiformis*- und *planorbiformis*-Lagen an einer wohl quer durch die Grube verlaufenden Linie, die sich nach O an die vorhin genannten Sprudelkalke anlegt, hier die jüngeren Tertiärschichten nach N verwerfend. Vgl. den Riß des Pharionschen Bruchs (3. Teil).

Noch eine weitere Querstörung zieht durch diesen hindurch. Während an der Wand südlich des Felsklotz 4, westlich 2, die Schichten 12° nach W fallen, stürzen sie beim Block 1 (östlich und nördlich von diesem bis zum Ende des Aufschlusses), mit 45° nach W ein. Fels 3 besteht aus den verkieselten *oxystoma*-Kalken, die an der südlichen Querverwerfung ganz oben im Bruch anstehen; Steinklotz 3 liegt hingegen an der Sohle desselben und hat scheinbar ein westliches Fallen, trotzdem sich dies wegen des petrographischen Gesteinshabitus nicht mit Sicherheit sagen läßt.

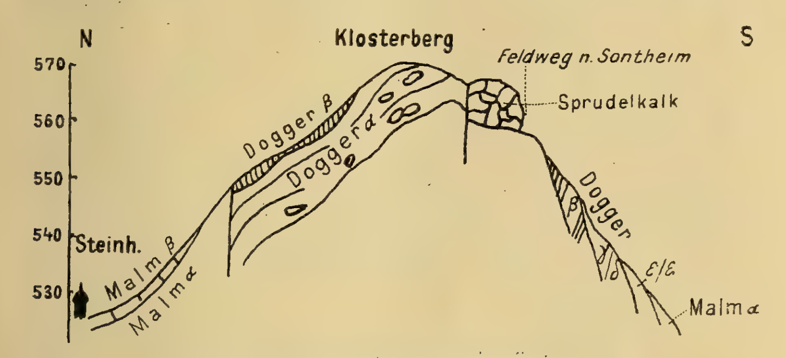
Daß bei der Entstehung der Störungen in der Pharionschen Grube ein Druck mitgewirkt hat, geht aus der muldenförmigen Anlage der Unteren *oxystoma*-Schichten im Südteil derselben hervor.

Nach S sind die Sprudelkalke auf dem *Opalinus*-Ton über eine kurze Strecke verrutscht. Die Störung *Opalinus*-Ton–Sprudelkalk läßt sich dann bis zum Sontheimer Feldweg verfolgen.

Diese Störung verwirft aber auch zu beiden Seiten des Feldweges jüngere Doggerschichten gegen Dogger α. Da, wie im geologisch-morphologischen Abschnitt bereits mitgeteilt wurde, die Reihenfolge Dogger β, γ, δ, ε, ζ und vielleicht auch Malm α vom oberen Teil des Berges nach seinem Fuß hin nachgewiesen wurde, so müssen wir Fallen nach S für diese Schichtfolge annehmen, d. h. entgegen-

gesetzt dem Fallen der zentral gelegenen *Opalinus*-Scholle (vgl. Prof. 6). Da auch nach O zu jüngere Doggerschichten und Unterer Malm vorkommen, zieht sich die Störung nach O hin fort. Sie ist wohl dieselbe, die später die Sprudelkalke und die jüngeren Tertiärschichten (bis zur *supremus*-Zone in der Ederschen Grube) gegen Dogger verworfen hat.

Die Tertiärscholle am Südhang wird im W und O gegen Dogger abgeschnitten an den Stellen, wo sich dieser zungenförmig vorstreckt. Diese entsprechen kleinen Horsten, denn



Profil 6. Durch den Klosterberg.

der viele Meter über den *Opalinus*-Ton herausragende Sprudelkalk am Gipfel 578,9 hat sicher ehemals auch auf ihnen gelegen.

Im O schneidet Tertiär gegen Dogger und Malm scharf ab. In der Koppschen Grube fallen die „Sande“ bis 45° an der Westwand gegen O ein. Also analoge Verhältnisse, wie wir sie in der Pharionschen Grube treffen.

In der Koppschen Grube steht ein Malmklotz, der etwa 60° nach W fällt, starke Vergriesung und die bei Fraas und Branca abgebildeten Druckfiguren zeigt, die Kranz als Bomben bezeichnet, wovon natürlich keine Rede sein kann. An diesem Klotz scheint die große O—W streichende Störung, die Malm gegen Dogger verwirft, durchzuziehen. Deshalb liegt in der Koppschen Grube Tertiär neben Malm.

Wir hätten mithin mit Fraas und Branca den Klosterberg als eine stark zerschlagene Scholle aufzufassen, die jedoch nicht so wirr durcheinandergerüttelt ist, wie Kranz meint. Zwei Hauptstreichrichtungen sind dabei herr-

schend: eine O—W- bzw. WSW—ONO- und eine N—S- bzw. SOS—NWN-Richtung.

Diese Linien haben die zentrale Doggerscholle in einen, rings von Störungen eingefaßten Horst verwandelt, an den sich nach N Unterer Malm, nach O Dogger, Malm (?) und Tertiär, nach S Dogger, Malm und Tertiär, nach W Malm und Tertiär legen.

Bezüglich des Alters der Störungen ist das Folgende zu sagen:

In der PHARIONschen Grube ruht Malm β, westlich des Feldwegs nach Sontheim Unterer Dogger, westlich der EDERschen Grube Dogger und Malm, am Klosterhof Murchisonschichten unter dem Tertiär. Nirgends befindet es sich auf jüngeren Juraschichten als Malm β. D. h. der Klosterberg muß vor Ablagerung der tertiären Süßwasserschichten zerhackt und stark abgewaschen worden sein, wenigstens trifft dies für seinen Rand zu. Wir dürfen aber wohl diese Tatsache auf die großen Störungen im Jura des Berges verallgemeinern, so daß der Schluß nicht zu umgehen ist, daß die ganze Schollenbildung vor dem Tertiär angelegt war. Sie ging nach demselben weiter.

Um wieviel lag nun der einstmals vorhandene Schnaitheimer Oolith des Klosterbergs höher als auf einer der umliegenden Höhen, etwa auf der Schafhalde im Osten?

Ich beziehe mich bei den folgenden Berechnungen auf ENGELS Angaben und auf die Erläuterungen zu Blatt Aalen (1912) der geognostischen Spezialkarte, wobei ich die von KRANZ (Das Problem des Steinheimer Beckens, 1914, S. 104) angegebenen Daten benutze.

Weiß Jura ε/ζ	Massen-, Plattenkalk, Brenztaloolith . .	130 m
Weiß Jura δ	Ammonitenkalkbänke	20—90 m
Weiß Jura γ	Planulatenton u. tonige Lacunosenkalke .	30—57 m
Weiß Jura β	Biplexkalke	20—30 m
Weiß Jura α	*Impressa*- und *Transversarius*-Ton	40—71 m
Braun Jura ζ	Ornatenton, Lambertiknollen	8—10 m
Braun Jura ε	Parkinson- und Macroceph.-Ton, Kalk, Oolith	2 m
Braun Jura δ	Ostreenkalk und -ton	6—8 m
Braun Jura γ	Lowerbyikalk und -ton	5—10 m
Braun Jura β	Personatensandstein	30—54 m
Braun Jura α	*Opalinus*-Ton und -Kalk	110 m
	Minimale Mächtigkeit:	381 m
	Maximale Mächtigkeit:	572 m

Hiervon rechne ich den *Opalinus*-Ton und die ganzen Murchisonschichten ab, so daß wir auf die Murchisonschichten am Klosterberg

381 — 140 = 241 m bzw.
572 — 164 = 408 m

aufzusetzen hätten, um die einstmalige Erhöhung der Schnaitheimer Oolithe am Klosterberg (570 m, wo die Aalener Eisensande anstehen) über den entsprechenden Lager an der Schafhalde (2232 württ. Fuß = 637 m) herauszurechnen.

Berechnung mit den Minimalzahlen:
570 + 241 m = 811—637 m = 174 m
Berechnung mit den Maximalzahlen:
570 + 398 m = 968—637 m = 331 m

Nehmen wir einen mittleren Wert, der für die Steinheimer Gegend jedoch viel zu gering ist, so ergibt sich, daß der Brenztaoolith des Klosterbergs 505/2 = 252 m über dem der Schafhalde gelegen haben muß. Diese Zahl wird uns später noch beschäftigen. FRAAS und BRANCA nehmen eine Emporhebung des Klosterbergs um etwa 150 m an.

Die Morphologie des Klosterbergs gibt im großen und ganzen die tektonischen Verhältnisse wieder. Nur die Störung Dogger/Malm kommt nicht zum Ausdruck.

Im geologisch-morphologischen Teil habe ich darauf verwiesen, daß ich die Erklärung zur Entstehung der beiden von N nach S verlaufenden Rinnen im Kapitel Tektonik liefern würde, was jetzt geschehen mag.

Wir sahen, daß im SO des Berges der Sprudelkalkgürtel an zwei Stellen unterbrochen wird, einmal östlich des Feldweges nach Sontheim, dann westlich vom Klosterhof. Dort lag aber der Sprudelkalk ehemals horstförmig gegenüber den benachbarten Kalken erhoben. Dadurch wurde er abgewaschen bis auf den weichen Dogger herunter, der nun morphologisch als Mulde hervortritt. In der Fortsetzung nach N haben sich die beiden Rinnen gebildet, von denen die östliche die schwächere ist. Von beiden entspricht die westliche in ihrem nördlichen Verlauf keiner tektonischen Linie, sie verdankt aber ihre Entstehung dem eben genannten Horst. Die östliche Rinne hängt vielleicht mit der Störung zusammen, die möglicherweise den Doggerkomplex am Klosterhof, dessen älteste Schichten der Murchisonsandstein zu sein scheint, gegen die Zentraldoggerscholle verwirft.

2. Das Randgebiet und die peripheren Depressionen.

a) Das südliche Randgebiet.

Zwischen Birkel (Schellenberg), Bürstel (Burgstall) und Knill einerseits und den Höhen von Kipfendorf im Süden andererseits zieht in W—O-Richtung das Stubental, das sich nach Heidenheim fortsetzt. Eine starke Zerklüftung und Vergriesung der Oberen Malm ε/ζ-Felsen findet sich besonders am Burgstall, weshalb die unteren Schichten derselben auf der alten geognostischen Karte als vergrieste „tertiäre Breccienkalke" eingetragen sind.

Der Schellenberg besteht zuunterst aus den ruppigen ungeschichteten ε-Kalken, auf die sich Malm ζ legt. Fast bis auf den von O nach W streichenden Grat kommen von N die Tertiär-„Sande" und Kalke mit *Gyraulus tenuis, planorbiformis* und *trochiformis* heran. Oben auf dem Malm geht man auf einem Grat, der nach dem Stubental sehr steil abfällt. Mit Sicherheit habe ich das Streichen und Fallen nicht konstatieren können, doch scheinen die Schichten wie am Birkel nach N zu fallen. Zahlreiche, oft recht breite Klüfte ziehen in O—W-Richtung über den Berg, steile Kluftwände sind nach dem Stubental gerichtet

An der Westseite des Burgstall (Bürstel) ist ein großer Steinbruch angelegt, in dem zuunterst Kieselknauer zahlreich und wirr im meist ungeschichteten Kalk stecken. Oft schließen sie sich aber auch zu Schnüren zusammen. Weiter oben nimmt der Kieselgehalt ab, um gegen den Gipfel wieder stark zuzunehmen. Die oberen geschichteten Lager fallen nach N ein. Der Berg zeigt einen flachen Nord- und einen steilen Südhang. Vom Bruch streicht eine von W nach O gerichtete Kluft in den Hügel. Überhaupt sind Spalten parallel zum Stubental auf demselben nicht selten. Steile Kluftwände sind dem Tal zugekehrt. Die Vergriesung ist teilweise recht stark.

Am Knill zieht sich Tertiär in breiter Fläche auf den Malm hinauf. Dieser stürzt nach dem Tal steil und teilweise stark zerklüftet ab. Malm ζ stellt zum Teil einen etwa von N—S gerichteten Muldenflügel dar, denn ungefähr in der Mitte der nach dem Tal zu gelegenen Böschung kann man an zwei Stellen Einfallen des unteren, Kiesel führenden ζ (= ε ?) mit 35° nach O konstatieren. Am Nordostgipfel stehen *tenuis*-Schichten horizontal gelagert an (siehe den stratigraphischen Teil), gegen welche das nord-

westlich gelegene Tertiär abgesunken ist. Auf der Höhe findet sich vom letzten Ausläufer des Tertiärs nach ONO nur Plattenkalk mit unbekanntem Fallen. Die Vergriesung ist am Südhang besonders stark, aber nur im Jura, nicht im Tertiär. An ersterem macht sich weiter unten eine ziemlich breite Terrasse bemerkbar, das Tal nimmt an Breite zu. Auf ihr stehen Schnaitheimer Oolithkalke mit reicher Fossilführung an. Der Nordosthang ist wiederum sehr steil; der Ostzipfel endigt unten im Tal als deutlich abgesetzte Terrasse aus Plattenkalken, die das Liegende des Schnaitheimer Kalkfetzen bildet. Am Nordosthang wird auf der alten Karte Schnaitheimer Kalk vermerkt, doch fand ich nur wenige Stücke. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß sie einstmals dort waren und abgebaut wurden. Streichen und Fallen ist leider am ganzen Nordostteil nicht zu konstatieren.

Das Bild, das sich aus den geschilderten Beobachtungen am Knill ergiebt, ist das folgende: Vor Ablagerung des Tertiärs, das keine Quetschbreccien, wohl aber konglomeratartige Bildungen mit Quetschbreccienmaterial führt, werden die ζ-Schichten am mittleren Knill nach O abgesenkt, zugleich aber etwas gehoben, denn die ε-Schichten (= unt. ζ ?) liegen an der Stelle, wo sie mit 50° östlich bzw. nordöstlich fallen, zu hoch gegenüber dem Weiß ζ am Südhang des Stubentals. Ob auch Nordfallen vorhanden ist, konnte ich nicht konstatieren. Anscheinend ist dies am westlichen Knill der Fall. Durch einen SSO—NNW-Sprung weiter im O wurden vielleicht die jüngeren ζ-Kalke (Plattenkalke) nach NO und durch eine Nordostverwerfung die Schnaitheimer Kalke nach SO verworfen.

Daß sich aber auch im Tertiär Störungen befinden, beweist das Folgende: Auf dem Ostgipfel liegen zuunterst, schon etwas am Südhang, Sedimentbreccien, auf denen zuckerkörnige Kalke mit Limnaeen und *Gyraulus tenuis* in horizontaler Lage anstehen. Direkt daneben findet man Bruchstücke von Kalken mit *Gyr. trochiformis* (mit Aragonit) und Kieselschichten mit *Gyr. oxystoma*, die aus den weiter nordwestlich gelegenen Feldern stammen. Geht man den Nordhang hinab, so trifft man *planorbiformis* und zuunterst *tenuis*. Wahrscheinlich fallen die Schichten flach nach N, wie es die morphologischen Verhältnisse zeigen. Zuoberst stoßen die *oxystoma*-Schichten an die horizontal gelagerten *tenuis*-Kalke, was nicht ohne Sprung zu erklären ist. Seinen Verlauf kenne ich nicht.

Daß das Bürstel gegen den Schellenberg und Knill gestört liegt, ist wahrscheinlich, aber nicht direkt nachweisbar. Es wurde einst gegenüber dem ζ des Kipfendorfer Hanges gehoben, da, wie am Knill, das ε (= unt. ζ ?) zu hoch liegt.

Der Beweis für die einstige Heraushebung des Bürstel und Knill (er gilt auch für das Bürgel) läßt sich folgendermaßen erbringen: Da am Bürstel kein Tertiär vorhanden ist, trotzdem dieser Hügel nur 550 m hoch ist, so muß er, wie auch das Bürgel (540 m), vor, während oder nach der Ablagerung der Süßwasserschichten, aus dem *sulcatus*-Niveau der Schafhalde (600 m) herausgeragt haben. Da aber die unteren Schichten der drei Berge, aus ε (= unt. ζ ?) bestehend, zutagetreten, so müssen diese erheblich höher gegenüber dem Kipfendorfer ζ (auf die Sohle im Hirschtal bezogen) gelegen haben.

Aus dem Gesagten geht hervor:

1. Zwischen Schellenberg, Burgstall, Knill einer- und den Höhen von Kipfendorf geht eine Störung durch.

2. Das Stubental ist vom Ostzipfel des Knill bis zum Schellenberg einschließlich, ein tektonisches Tal, das zum Teil Grabenbildung seine Entstehung verdankt (südlicher unterer Teil des östlichen Knill).

3. Die Richtung der Klüfte im Malm ist am östlichen Schellenberg W—O, ebenso am Birkel, am Südhang des Knill SW—NO bzw. WSW—ONO und senkrecht dazu. Die Schichten fallen am Bürstel nach N (ganz genau kann man dies kaum sagen), im Südwestabschnitt des Knill nach NW und plötzlich im mittleren Teil nach NO (35°). Am Nordostzipfel sind Streichen und Fallen nicht zu bestimmen; es spricht aber manches für ein Fallen nach NO. Am Knill kreuzen sich zwei senkrecht aufeinanderstehende tektonische Systeme.

4. Ob das Tertiär am Schellenberg gegen den Malm verworfen ist, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden; es ist aber die Möglichkeit einer Störung nicht von der Hand zu weisen. Die *tenuis*-Schicht liegt am Knill horizontal dem gestörten (?) Malm ζ auf; die nordwestlichen jüngeren Tertiärschichten sind verworfen. Vielleicht stellt auch die NNW streichende Linie Knill—Richtung Bürgel, an der Tertiär und Malm ζ aneinander stoßen, eine tektonische vor.

I n w e l c h e r B e z i e h u n g s t e h e n n u n d i e s e g e s c h i l d e r t e n B e r g e z u m K l o s t e r b e r g ?

Am Südhang des Schellenberg streichen die Malmklüfte von W nach O, die Grenze Tertiär gegen Malm, die womöglich tektonischer Natur ist, verläuft ähnlich, die tertiären „Sande“ stoßen im N des Berges längs einer ebenso gerichteten Linie an die ebene Sontheimer Depression. Gegenüber am Klosterberg verläuft die Störung, die die Sprudelkalke gegen den Unteren Dogger verwirft WNW—OSO. Da wir unmöglich annehmen können, daß der einstige, aus dem Hirschtal kommende Bach eine 600 m breite vollständig ebene Fläche geschaffen hat, so bleibt nur übrig, die Sontheimer Depression als Graben anzusehen.

Am Knill streichen die Klüfte im Malm von SW nach NO bzw. von WSW nach ONO, die Grenzlinie Tertiär gegen Malm verläuft ebenso, gegenüber am Klosterberg streicht die Störung Tertiär-Dogger von SW nach NO bzw. von WSW nach ONO, in der Ederschen Grube fällt das Tertiär 12° SO, der größte Teil der am Nordwesthang gelegenen Süßwasserschichten dürfte ähnliches Fallen haben, eine ebene Fläche wie bei Sontheim, liegt nicht zwischen Knill und Klosterberg, so daß also der Tertiärkomplex zwischen beiden Bergen eine Mulde darstellt (Prof. 7). Da der *supre-*



Tafelerklärung zu den Profilen 7 und 8.

Profil 7. Durch den Klosterberg — Knill nach Kipfendorf.

mus-Horizont am Klosterberg und am Knill in 560 bis 570 m Höhe vorhanden ist, derselbe an ersterem Berg gegen den Jura abgesenkt ist, so dürfen wir dasselbe auch für die Verhältnisse am Knill annehmen (die Störung gegen den horizontal gelegenen *tenuis*-Horizont am Ostgipfel des Knill ist sicher). Die Tertiärmulde Knill—Klosterberg ist mit-

hin im NW und SO gegen Dogger bzw. Malm abgesunken, womöglich in der Mitte zerrissen.

2. Das östliche Randgebiet.

Als inselförmiger schmaler Fortsatz des Knill nach NNW schiebt sich das Bürgel in die östliche Depression vor.

Quenstedt hält das Gestein für tertiäre Breccie; auf der alten Karte ist es als solche gekennzeichnet. Branca und Fraas möchten es für Malm δ bis ε ansprechen, das in Trümmermaterial umgewandelt wurde. Gottschick sieht es für die Übergangsschichten von Massen- zu Plattenkalken an, eine Ansicht, der ich mich anschließe. Kranz zeichnet Nordweststreichen und Südwestfallen ein (20 bis 54°).

Es läge mithin umgekehrte Fallrichtung wie in der Mitte des Südosthangs des Knill (auf Malm ζ bezogen) vor, und wie es vermutlich an der Nordostseite desselben zu erwarten ist. Das spricht für eine Störung zwischen Knill und Bürgel. Dieses hat früher sicher höher gelegen, denn die Schnaitheimer Schichten der Schafhalde stehen in Höhe 637 m an, während die ζ-Kalke des Bürgel 540 m hoch liegen. Bestimmtes über Störungsmaße kann man jedoch nicht sagen, da die Schichten zum Teil fast auf dem Kopf stehen. Daß es aber entweder inselförmig aus dem Tertiärsee herausragte, also vorher hochgepreßt wurde, oder nach Ablagerung des Tertiärs über die Höhe des höchsten Tertiärvorkommens gehoben wurde (630 m), beweist das Fehlen des Tertiärs auf seinem Gipfel (540 m), (vgl. die Berechnung bei 1.). Ich möchte mich für den ersteren Fall entscheiden, da wir sonst neben der Hebung vor der Ablagerung der Süßwasserschichten noch eine nachobermiocäne annehmen müssen, wofür nichts spricht.

Auf der Ostseite des Bürgel sieht man breite Klüfte in den Berg hineinziehen, die Kluftflächen stehen steil nach der östlich von ihm gelegenen Depression an. Klüfte und West- und Ostrand streichen NNW—SSO.

Gegenüber am Klosterberg verläuft die Störung Jura-Tertiär ebenfalls SSO—NNW. Das Tertiär in der Koppschen Grube fällt ostnordöstlich bzw. östlich. Zwischen Bürgel und Klosterberg breitet sich eine bis 600 m breite Platte aus, die als Graben aufzufassen ist. Nach ihm senken sich scheinbar die tertiären Schichten des Knill. Die östliche Randverwerfung des Grabens am Westfuß des Bürgel findet im Süden ihre Fortsetzung in der nach SSO verlaufenden

Grenzlinie Malm-Tertiär am Knill, die wohl sicher eine Bruchlinie ist.

Die östlich des Bürgel gelegene Depression überquerend, kommt man an die Schafhalde (637 m, nach Angabe der alten Karte umgerechnet). Auf dem Gipfel des Berges liegen die Schnaitheimer Oolithe, die auf Plattenkalken ruhen. Nach W stößt man wiederum auf Schnaitheimer Schichten, die südöstlich des größeren Tertiärfetzen sehr stark vergriest sind. Eine sich scharf heraushebende Vergriesungszone streicht nach O und trägt oben unvergrieste plattige Kalke (auch Konglomerate), mit *Gyr. sulcatus* und Limnaeen (0 bis 5° Westfallen). An einer Stelle fallen verhältnismäßig wenig vergrieste Jurakalke 10 bis 20° westlich.

Am Südwesthang der Schafhalde, direkt an der Depression, sind die Schnaitheimer Schichten sehr stark vergriest, zum Teil vollkommen zerrieben. Die Hauptklüfte streichen NW. Im Wald sind deutliche Stufen vorhanden; oberhalb der Ziegelhütte schießen die Schichten steil nach SW ein; in zwei Steinbrüchen und oberhalb derselben, etwa in 600 bis 610 m Höhe, zeigen dieselben 50 bis 60° Einfallen nach SW. Der Hang ist äußerst steil. Branca und Fraas messen diesen Verhältnissen keine besondere Bedeutung bei.

Gegenüber am Knill ist die Böschung der ζ-Kalke ebenfalls sehr steil, diese sind zum Teil vergriest.

Aus diesen Tatsachen ergiebt sich:

1. Die Vergriesung, mithin die damit zusammenhängenden Störungen sind älter als die *sulcatus*-Schichten, (an der Schafhalde bei 600 m), denn diese liegen mit 0 bis 5° Fallen auf der Vergriesungszone. Die ζ-Kalke fallen 10 bis 20° bzw. 50 bis 60° südwestlich.

2. Die Depressionen zwischen Bürgel und Klosterberg einer- und der Schafhalde andererseits sind Gräben, angelegt vor der *sulcatus*-, ja vor der *tenuis*-Zeit.

3. Zwischen den vergriesten und steil fallenden Schnaitheimer Kalken am Südwesthang der Schafhalde und den normal gelagerten, oben am Gipfel der Schafhalde liegenden Plattenkalken mit aufgesetztem Schnaitheimer Oolith (ein Steinbruch nördlich der unteren Ziegelhütte zeigt die Plattenkalke in horizontaler Lage), zieht eine südsüdöstlich laufende Störung, die im S nach SO umbiegt.

Störungen, die nach Ablagerung der Süßwasserschichten aufgerissen wurden, beweist die gegenseitige Lage der *sulcatus*-Schichten in 600 m Höhe und der Tertiärscholle zwischen 540 und 575 m Höhe. Sie besteht aus mittelgroben Sedimentbreccien, plattigen und zuckerkörnigen Kalken mit *Gyr. steinheimensis, tenuis, sulcatus, Pseudamnicola pseudoglobulus* und Fischresten. Das Verwerfungsausmaß zwischen diesen Schichten und denen bei 600 m Höhe beträgt mindestens 25 m. Die Hauptstörung verläuft im großen und ganzen SO—NW, zu beiden Seiten wird die Scholle anscheinend von zwei etwa von W nach O streichenden Verwerfungen eingefaßt.

Nördlich des eben geschilderten größeren Tertiärfetzen liegt stark vergriester Malm ζ, der sich auf dem Hang zwischen Schafhalde und Roßberg gratartig heraushebt. Die Hauptkluftrichtungen sind SO—NW mit wenig Neigung nach OSO—WNW-Richtung (und SW—NO). Dies ist die Fortsetzung der Störung, die den nördlichsten Teil des größeren Tertiärfetzen der Schafhalde gegen Malm ζ abschneidet. Am Roßberg fällt Malm ζ (Schnaitheimer Schicht!) 10° nach SW. Diese Schnaitheimer Schichten liegen etwa 87 m tiefer als an der Schafhalde, die *planorbis*-Schichten etwa 40 m tiefer als die *sulcatus*-Schichten an der Schafhalde (600 m), d. h. das Störungsausmaß beträgt für die Verwerfung vor Ablagerung des Tertiärs ganz roh berechnet 47 m gegenüber der Schafhalde. Dieses Sprungmaß trifft auch für das der Schnaitheimer Schichten am unteren Schafhaldenhang gegenüber der Höhe 637 (Schafhaldengipfel mit Schnaitheimer Oolith) zu. Auf dem Malm ζ des Roßbergs liegen fein- bis mittelgrobe Sedimentbreccien, Zuckerkalk und grauer Mergelkalk mit *Gyr. sulcatus* herum.

Zwischen dem Roßberg und dem Klosterberg befindet sich die sehr breite flache Depression von 900 m Durchmesser. Da ein Bach oder Fluß unmöglich dieselbe geschaffen haben kann, so haben wir einen Graben anzunehmen, der ziemlich tief sein muß.

So stellt sich das Gebiet Roßberg—Schafhalde—östlicher Klosterberg mit dazwischen gelegener Depression als ein vor Ablagerung der Tertiärschichten angelegter G r a b e n dar, dessen einer Horst der Klosterberg, dessen anderer Horst (bzw. Halbhorst) die Schafhalde ist. An ihr ziehen Staffelbrüche nach dem Graben zu. Geteilt wird der Graben durch das Bürgel. Der eine Grabenteil steigt zur Knillmulde, der andere zieht sich zum Stubental hin.

Neu belebt wurde die Grabenbildung nach Ablagerung des Tertiärs.

3. Das nördliche Randgebiet.

Westlich des Grillenbusch findet ein Wechsel im Streichen statt, indem die Schichten nicht mehr von SO nach NW, sondern von WSW nach ONO streichen und dementsprechend nach SO fallen, bzw. SSO, auch S.

Vom Zangerberg bis zum Hirschtal zieht mehr oder weniger gequetschter Malm, dem das Tertiär aufliegt. Dies stößt am Zangerberg in SW—NO-Richtung an die kieselknauerhaltigen Kalke des Unteren ζ (ε?) und fällt bei Kurve 560 m 0—5° nach SSO, weiter unten bis 10° SO. Am Grillenbusch findet man in den zuckerkörnigen Kalken, die in die Sedimentbreccien eingelagert sind, *Gyr. sulcatus*. Das Tertiär zeigt am Südostende des Zangerbergs Auflagerung auf vergriesten Malm. Die Sedimentbreccien am Grillenbusch, die gerade im Winkel der WSW—ONO- und SO—NW-Störungen liegen, zeigen, was sonst selten vorkommt, Pressungserscheinungen; die oft breiten Klüfte streichen hauptsächlich in Südnordrichtung.

Südwestlich des Zangerberger Tertiärvorkommens liegt ein anderes, das zuunterst die *laevis*- und darüber die *planorbiformis*-Schichten trägt. Zu beiden Seiten liegt gepreßter und zerquetschter Malm ε (Untere Lage). Es fällt an einer Stelle beckeneinwärts.

Am linken Hirschtalausgang liegt auf ζ oder ε tertiäre Sedimentbreccie mit 40° Südostfallen, das scharf gegen Plattenkalke an einer Nordoststörung abschneidet.

Aus dem Gesagten ergibt sich:

1. Störungen vor Ablagerung des Tertiärs waren vorhanden, denn dieses liegt am Zangerberg auf zertrümmertem Malm ζ.

2. Nach Ablagerung des Tertiärs haben Störungen stattgefunden, denn es fällt erstens beckeneinwärts zum Teil mit 40°, zweitens steigt es nur bis 575 m an, während es an der Schafhalde bis 600 m hinaufgeht.

3. Ob auch im nördlichen Teil wie im S vor der Sedimentation der Süßwasserschichten Heraushebungen stattgefunden haben, ist schwer zu sagen, da man bei dem vergriesten Material über seine Zugehörigkeit oft im Zweifel ist.

Zwischen dem nördlichen Randgebiet und dem Unteren Malm des Klosterbergs zieht sich die Fortsetzung der unter 2.

geschilderten flachen Depression hin; sie ist nicht anders als ein Graben zu deuten.

4. Das westliche Randgebiet.

Am Grot liegen zuunterst die Laevisschichten, über ihnen jüngere Süßwasserschichten mit *Gyr. planorbiformis, trochiformis, oxystoma* und *revertens*. Diese lagern im nördlichen Teil auf zertrümmertem Malm ζ oder ε, während die älteren Süßwasserschichten an diesem abschneiden, d. h. zwischen der Ablagerung der älteren und jüngeren Schichten müssen tektonische Bewegungen stattgefunden haben (s. Prof. 8).

Im W wurde Tertiär von GOTTSCHICK bis 610 m Höhe nachgewiesen. Es schneidet scheinbar an einer etwa südnördlich streichenden Linie gegen Malm ζ ab, obschon man dies nicht mit voller Gewißheit sagen kann, da Lehm mit Kieselknollen die Grenze verdecken. Daß diese aber eine tektonische Linie ist, beweist das Vorkommen von *Gyr. trochiformis* bei der Feldlesmähde in 630 m Höhe.

Es ergibt sich:

1. Störungen haben zwischen der Ablagerung der älteren und jüngeren Süßwasserkalke stattgefunden.

2. Nach Ablagerung der letzteren.

3. Ältere Tektonik ist nicht nachweisbar, jedoch sicher vorhanden.

Gegenüber dem Grot streicht am Klosterberg eine Nordsüdverwerfung, die also in gleicher Richtung wie die Störung verläuft, die am Grot Tertiär gegen Oberen Malm verwirft. Dazwischen liegt eine ebene Depression, die ein Graben ist, der staffelförmig am Grot und am Klosterberg angelegt ist (vgl. Prof. 8).



Profil 8. Durch den vorderen Grot über den Klosterberg, das Bürgel nach der Schafhalde.
Erklärung wie bei Profil 7.

Ergebnis.

Nach dem im vorigen Gesagten stellt das Steinheimer Becken in der Hauptsache ein System von Gräben mit einem Zentralhorst, dem Klosterberg, vor.

Auch Branca und Fraas (das kryptovulkanische Becken) kamen zu der Überzeugung, daß der Klosterberg ein Horst sei, doch stellen sie sich das Steinheimer Becken insgesamt als eine aufgebrochene Kuppel vor, deren Zentrum der Klosterberg sei, um den sich konzentrisch die Schollen des eigentlichen Beckens herumlegen, eine Ansicht, der sie durch das Profil S. 21 a. a. O. Ausdruck verliehen. Dieser Annahme kann ich mich jedoch, wie ich noch weiter unten ausführen werde, nicht anschließen.

Die zentral gelegene Doggerscholle des Klosterbergs verwirft nach N, O, S und W jüngere Schichten an im großen und ganzen von W nach O und von S nach N verlaufenden Störungen.

In der Hauptsache war er vor der Ablagerung der tertiären Schichten bereits so zerhackt, wie er sich jetzt zeigt, denn der Sprudelkalk liegt auf Dogger- und auf Malmschollen.

Weitere Störungen, jedoch von geringerem Ausmaß, traten während der Ablagerung des Tertiärs ein, wie die Diskordanzen in der Koppschen Grube (s. Prof. 5) zeigen. Dies beweisen auch die Lagerungsverhältnisse der älteren und jüngeren Süßwasserschichten am Grot.

Nach Ablagerung des Tertiärs fanden weitere tektonische Bewegungen statt, die vermutlich ältere Störungen benutzten.

Wie die Klosterbergstörungen haben auch die Gräben W—O- und S—N- bzw. SSW—NNO- und SSO—NNW-Richtung. Sie lassen sich zu den in der Vierzahl vorhandenen Hauptstörungen des Klosterbergs in Beziehung bringen. Wie dieser sind sie vor der Ablagerung der tertiären Schichten angelegt worden, ihre Fertigstellung ging während und nach der Sedimentation der letzteren vor sich. Stufen-, zum Teil auch muldenförmig fallen die Tertiärschollen vom Klosterberg und von der Schafhalde, dem Bürgel, Knill, Schellenberg, Grot und Zangerberg nach den Gräben ab.

Als äußere Gräben sind die zwischen Bürgel—Knill und Schafberg und einzelne zwischen den Höhen von Kipfendorf und dem Knill gelegenen Depressionen aufzufassen. Ein Teil des Knill und das Bürgel sind Horste. Ob das

ganze Stubental südlich des Steinheimer Beckens einen Graben darstellt, weiß ich nicht, Teile des Tales sind jedoch eingesunkene Schollen. Ein Störungstal ist es teilweise auf jeden Fall.

Die beiden Hauptlinien, die das Becken beherrschen, haben die O—W-Richtung des Stuben- und die S—N-Richtung des Brenztales; das letztere dürfte wohl, wenigstens teilweise, ein Störungstal sein, was weiter zu untersuchen ich mir vorbehalten möchte. Sein geradliniger unterer Verlauf weist auf Störungen hin.

Die morphologische Einteilung, wie ich sie im Kapitel: „Geologisch-morphologische Verhältnisse“ gab:

1. der Kern,
2. die periphere Depression,
3. das Randgebiet

entspricht der tektonischen Einteilung in

1. der Zentralhorst,
2. die peripheren Gräben,
3. die Randschollen.

So läge der tektonische Plan des Steinheimer Beckens vor uns, und wir können nunmehr zur Erklärung und Aufsuchung der Ursachen übergehen, die diesen entworfen und ausgeführt haben.

Doch wollen wir dieses Kapitel nicht verlassen, bevor wir nicht noch zwei Fragen von großer Bedeutung ventiliert haben:

1. Welche Bedingung mußte erfüllt werden, damit sich auf dem Malmkalk die Wässer des Sees halten konnten?

2. Wie ist die Tatsache zu erklären, daß das Wasser, welches die unteren Süßwasserschichten absetzte, niedriger temperiert war als dasjenige, in welchem sich die höheren Lagen bildeten?

1. Es ist Tatsache, daß sich auf dem kalkigen Oberen Malm kein Wasser ansammeln kann, da die Tagewässer sofort versickern und erst im tonigen Weiß γ aufgefangen werden. Bäche und Flüsse fließen in der Alb unterirdisch, wenn nicht besondere Bedingungen, etwa die Wegschaffung des δ bis ζ oder die Bildung von lehmigem oder humosem Untergrund, erfüllt sind, damit sich die Wässer über Tag halten können. Sonst ist dies nur bei Hochwasser der Fall.

Die Depressionen des Steinheimer Beckens sind mit Lehm, Juraschutt und den darunter liegenden Süßwasserschichten angefüllt. Wenigstens spricht nichts dagegen, daß auch die letzteren vorhanden sein müssen. Sollte dies jedoch nicht der Fall sein, so befanden sie sich sicher einstmals dort — und dies ist das Wesentliche. Unter ihnen kann oder konnte wohl nur Oberer Malm anstehen, trotzdem noch keine Bohrung so tief abgeteuft wurde. Leider weiß man über die Arbeiten, die zwecks Wasserversorgung bei Sontheim ausgeführt wurden, und die vielleicht einen sicheren Aufschluß über die Lagerungsverhältnisse geben könnten, gar nichts. Doch ist es wahrscheinlich, daß die Pumpstation Sontheim ihr Wasser den Süßwasserschichten entnimmt, die wohl die Fortsetzung der miocänen Ablagerungen des Knill und Birkel sind. Wären diese unter Sontheim (bzw. am nördlichen Ausgang des Dorfes, wo die Pumpstation ist) nicht vorhanden, so hätte man die Stufen des Malm ζ—δ durchteufen müssen (abgesehen von den diluvialen Ablagerungen), die etwa 150 bis 200 m mächtig sind, wobei eine normale Mächtigkeit (δ + Massen- + Plattenkalke + Brenztaloolith) angenommen wird. Einer solchen tiefen Bohrung kann man sich in Sontheim nicht erinnern.

Die ganzen tektonischen Verhältnisse sprechen dafür, daß unter dem Diluvium Süßwasserschichten und darunter Oberer Malm liegen.

Wie konnte sich aber das Wasser des ältesten Sees halten, ohne im kalkigen Oberen Malm zu versickern?

Folgende Möglichkeit käme in Betracht: Man könnte annehmen, daß nach der Bildung der Gräben, also bald nach der Aufpressung des Lakkolithen, die Tagewässer im γ aufgefangen wurden, wodurch sich der Grundwasserspiegel immer mehr erhöhte. Schließlich mußten die ersteren über den Malm ζ herüberlaufen und konnten so einen See bilden.

Doch wären hierzu sehr große Wassermengen nötig gewesen, denn die Schichtenmächtigkeit δ—ζ beträgt mindestens 150 m.

Ich möchte eher glauben, daß wir zur Erklärung die Heraushebung des Klosterbergs und dessen starke Abwäschung heranziehen müssen. Dieser Berg hatte ja bereits vor der Ablagerung der „Kaltwasserschichten" existiert, seine Abtragung war bei deren Bildung schon stark vor-

geschritten, wie die schokoladenbraunen Lager in denselben zeigen, die mit den Aalener Schichten in Zusammenhang stehen.

Es scheint, daß das feuchte Klima der damaligen Zeit die intensive Abwaschung des Klosterbergs bewirkt hat, wodurch das mächtige, stark gestörte Schichtenpaket Malm $\zeta-\gamma$, bzw. Malm ζ—Dogger γ rasch in die Gräben befördert wurde. Anfangs versickerte natürlich viel Wasser im kalkigen Malm $\zeta-\delta$ der Depressionen, doch füllten namentlich die mergligen und tonigen Schichten des Malm α und γ, sodann diejenigen des Dogger die Spalten und Klüfte aus. Hierauf konnten sich Wässer über Tage in den Gräben eher halten und setzten die weichen, wasserundurchlässigen untersten Lagen der älteren Süßwasserschichten ab.

Die zweite Frage beschäftigt sich mit der merkwürdigen Tatsache, daß die Wässer des älteren (Laevis-)Sees kalt, die des jüngeren Sees hingegen warm waren. Hiermit hängt eine weitere Frage, nämlich die nach der Herkunft des Wassers, zusammen.

Daß die Schichten des älteren Sees in Wasser sedimentiert wurden, das kälter als das des jüngeren Sees war, geht aus dem Fehlen jeglichen Aragonitgehalts in den Laevis-Sedimenten hervor. Ich habe bereits verschiedentlich darauf hingewiesen, daß Tektonik und Warmwasserbildung beim Absatz der jüngeren Schichten Hand in Hand gingen. Schon Fraas und Branca drücken sich dahin aus, daß als Folgewirkung des Vulkanismus am Klosterberg heiße Quellen ausströmten. Nun hatten bereits vor den Ablagerungen der älteren Sedimente tektonische Bewegungen stattgefunden, und so ist es von vornherein nicht zu verstehen, warum nicht schon damals Thermen entstanden.

Da möchte ich darauf hinweisen, daß der Laevis-See viel kleiner als derjenige war, der unter dem Einfluß der späteren heißen Sprudel gefüllt wurde. Dies dürfte wohl auf eine verschieden starke Auslösung der tektonischen Kräfte zurückgeführt werden. Diese hängen aber ziemlich sicher mit verschieden starken Intrusionen der lakkolithischen Massen zusammen, was ich im 2. Teil der Arbeit genauer ausführe.

Bei der Füllung des älteren Sees, der nur auf den westlichen Teil des Beckens beschränkt war, lag das Magma offenbar noch zu tief, um Thermalwasser bilden zu können.

Haben wir nun für das Wasser des Laevis-Sees unbedingt juvenile Herkunft anzunehmen?

Aus den anstehenden ε- oder ζ-Kalken des Malm am Rande des Beckens konnten ebensowenig wie heute so starke vadose Quellen ausfließen, daß sie den älteren See hätten zu füllen vermögen. Die beiden kleinen Quellen, die im Osten des Beckens bei der „Ziegelei" am Südwesthang der Schafhalde austreten und ihre Existenz dem stark gestörten Oberen Malm verdanken, sind so schwach, daß sie zur Füllung eines Troges, aber nicht eines, wenn auch verhältnismäßig kleinen Sees in Betracht kommen.

Es wäre nun daran zu denken, daß starke Regengüsse dafür verantwortlich zu machen sind. Doch liegt es näher, daß die damals schon existierenden Spalten am Klosterberg juveniles Wasser lieferten, das jedoch relativ kalt war, weil die lakkolithischen Massen noch ziemlich tief lagen.

Während dem Absatz der jüngeren Sedimente lösten sich die tektonischen Bewegungen in starkem Maße aus, wodurch das Steinheimer Becken in seiner Gesamtheit gebildet wurde. Diese Bewegungen waren durch eine kräftige Intrusion der magmatischen Massen am Klosterberg bedingt, wodurch die starken Thermen ins Leben gerufen wurden, welche den großen See füllen konnten.

Stärke der Tektonik, Lage des Lakkolithen, Menge und Temperatur des gelieferten Wassers stehen also in einem bestimmten Verhältnis zueinander. Unter Erkenntnis dieser Tatsache kommen wir der Erklärung der aufgeworfenen Fragen am nächsten.

V. Die Entstehung des Steinheimer Beckens.

Über die Entstehung des Steinheimer Beckens sind bereits verschiedene Ansichten geäußert worden. Ich will sie in chronologischer Reihenfolge vortragen und zum Schluß meine eigene Auffassung, wie sie sich aus meinen Untersuchungen ergibt, bringen.

Bei allen Hypothesen steht das Problem der geologisch hoch gelegenen Doggerscholle am Klosterberg im Brennpunkt des Interesses. Dogger β liegt, mit geringen Zahlenwerten gerechnet, etwa 250 m höher als der des benachbarten Schafberg (vgl. d. tekton. Teil S. 62).

1900. E. Fraas (Der geolog. Aufbau d. Steinh. Beck.; Jahrh. d. Nat. Ver. f. Natk., Bd. 56; 1900) stellte sich die Doggerscholle als über unterliegenden Malm α/β überschoben vor. Doch, von wo soll denn dieser Dogger stammen?

Fernerhin gehört doch ein seitlicher Druck dazu, um ihn auf den Malm herüberzuschieben — und für dessen Annahme fehlt jegliches Anzeichen.

1905. W. Branca und E. Fraas (D. Kryptovulk. Beck. von Steinheim) nehmen eine zentrale Aufpressung und periphere Absenkung an. Die erstere soll durch einen Lakkolithen hervorgebracht sein, die Schichten sollen nach den Seiten in der Weise folgen, daß, wie bei einem Sattel, die ältesten Schichten im Kern, die jüngeren nach außen liegen. Deshalb geben die genannten Autoren für die Schichten am Bürgel Malm γ—ε an. Dieser müßte jedoch nach O fallen, und nicht, wie konstatiert wurde, nach W. Außerdem handelt es sich um Unteren Malm ζ bzw. ε. Ganz richtig verlegen sie die Zeit der Aufpressung vor die Ablagerungsperiode der Süßwasserschichten, da die Breccien (gemeint sind Sedimentbreccien), die aus den Quetschbreccien hervorgingen, Süßwasserfossilien enthalten.

Die Annahme Fraas' einer Überschiebung der Doggerscholle am Klosterberg lassen sie fallen.

1913. Branca (Aufpressung u. Explos. od. nur Explos. im vulk. Ries b. Nördlingen; Mon.-Ber. d. D. Geol. Ges. 1913) meint, daß die Doggerscholle am Klosterberg doch über unterliegenden Malm herübergeschoben sein könnte durch Vereinigung von schwacher Aufpressung mit Kontaktexplosion. Hierdurch wird die 1905 aufgestellte Hypothese unklar und verschleiert.

1914. Kranz (Das Problem des Steinheimer Beckens) vertritt bezüglich der Entstehung des Steinheimer Beckens, wie auch des Ries, eine andere Anschauung als Branca und Fraas.

Da die Hypothese ganz interessant ist, und auch von Gottschick (nach mündlicher Mitteilung) angenommen wird, so will ich sie nach dem „Problem des Steinheimer Beckens" referieren.

Die „Sprengtheorie" ist besonders deshalb von Interesse, weil sie von Kranz auf Grund praktischer Erfahrungen im Pionierdienst und unterstützt durch einen Sprengversuch am „Riesmodell" aufgestellt wurde. Die Vorgänge, die sich bei der Entstehung des Steinheimer Beckens abgespielt haben, sind eigentlich eine vor Anstellung von Kranz' Sprengversuchen stattgehabte Wiederholung derselben.

Im jüngeren Obermiocän erfolgten nach Kranz kurz hintereinander zwei Sprengungen, von denen die erstere

auf einen treibenden, die zweite auf einen treibenden oder brisanten oder ein Mittelding von beiden zurückzuführen ist. Der Herd der ersten Explosion (zentrale, flachsitzende, vulkanische Sprengung) lag im Mittleren Malm, ein paar Zeilen weiter denkt KRANZ an den wasserführenden Horizont des Unteren Malm, den Oberen Horizont von Malm α. Der Herd der zweiten Explosion lag wahrscheinlich im Amaltheenton (weiter im Text: im Oberen Lias), und wurde durch vulkanische Gase im Gegensatz zur ersten Sprengung, die Wasserdampf ihre Entstehung verdankt, hervorgerufen. Nach dem Profil auf Figur 5 a. a. O. lagen alle Schichten unter und neben den direkt übereinanderliegenden Herden horizontal.

Die erste Sprengung schob das Bürgel und den Knill (Weiß ζ) auf der normal gelagerten Unterlage nach der Seite hin, wodurch, nach KRANZ, das normale Einfallen der ζ-Schichten beckeneinwärts zu erklären ist. Am Nordwestteil des Burgstall fallen diese, nach KRANZ, nach NO, am Südostteil nach WNW, was jedoch so zu erklären ist, daß dieser Berg zwischen zwei, nicht tiefliegenden Radialsprüngen von ihrem ursprünglichen Lagerungsort über normal gelagerten Malm α/γ verschoben und dabei zerrissen und zerquetscht wurde. Der Bogen des Stubental läßt sich vielleicht als „Konzentrischer Hauptsprung, nach dem Sprengversuch", auffassen.

Die in der Peripherie des Kessels vorhandenen Breccien sind von der Explosion herrührender Sprengschutt. Zum Teil könnten sie aber auch aus Verwitterungs- und Anschwemmungsmaterial bestehen.

Kalkbrocken mit Druckfiguren, wie sie FRAAS und BRANCA (Das Kryptovulkanische Becken von Steinheim), abbilden, und wie sie auf einem Acker zwischen Burgstall und Knill und am Fuß der Schafhalde gefunden wurden, in der KOPPschen Grube aber im zertrümmerten Malm β anstehen, sieht KRANZ als Bomben an!

Im zweiten Kapitel: Explosion oder langsame lakkolithische Aufpressung im Klosterberg? beschäftigt sich KRANZ mit den Lagerungsverhältnissen am Klosterberg.

KRANZ wendet sich gegen die Auffassung BRANCAS und FRAAS', daß ein Lakkolith den Klosterberg gehoben haben könnte, denn die Massen wären zu sehr gequetscht und ineinandergeschoben, was bei einer langsamen lakkolithischen Aufpressung nicht möglich sein soll. Warum eigentlich nicht, da doch ein aufdringender Lakkolith, ein

Schichtenpaket von Hunderten von Metern Mächtigkeit in die Höhe hebend, starke Verbiegungen und Verquetschungen, namentlich in den weichen Tonen hervorrufen mußte?

KRANZ meint, auf Untersuchungen HAUSSMANNS fußend, daß ein Magma-Reservoir unter dem Steinheimer Becken zu tief gelegen haben muß, um überhaupt für eine lakkolithische Hebung in Frage zu kommen. HAUSSMANN hingegen (Die erdmagnetischen Elemente von Württemberg und Hohenzollern, Stat. L. A., Stuttgart 1913) drückt sich vorsichtig dahin aus, daß die störenden unterirdischen Massen zwischen Heidenheim und Giengen am stärksten zu sein scheinen, es ließe sich aber aus der geringen Zahl von Messungen nicht erkennen, wie der Lakkolith mit seinen Apophysen verläuft und welchen Anteil er an der Bildung des Steinheimer Beckens gehabt hat.

KRANZ lehnt jegliche Lakkolithbildung ab, da amerikanische Lakkolithe (er zählt mehrere auf) die Schichtmäntel nicht so zertrümmert hätten, wie es beim Klosterberg der Fall ist. „Eine verhältnismäßig schwache Explosion im Niveau des Oberen Lias hat bald nach der großen zentralen Aussprengung des flachen Beckens den tieferen Untergrund im mittleren Teil des Kessels aufgewühlt und kunterbunt im heutigen Trümmerhaufen des Klosterbergs — **Steinhirt** durcheinandergeworfen."

Bezüglich der nachträglichen Störungen des Klosterbergs, meint KRANZ, daß die dortige schräge Lagerung des Tertiärs ohne jede tektonische und vulkanische Bewegungen, „durch natürliche Anlagerung an die Berghänge und Klippen, sowie durch nachträgliche Setzung und Gehängerutschung" erklärt werden könne. Hebung des Klosterbergs, wie sie SANDBERGER, oder Senkung der Umgebung derselben, wie sie BRANCA und FRAAS nach der Sandablagerung annehmen, hält KRANZ für unwahrscheinlich.

Weiter gehe ich nun auf die Arbeit KRANZ' wegen Druckersparnis nicht ein. Doch möchte ich die folgenden Fragen aufstellen:

1. Wie stellt sich KRANZ die Ansammlung der Gewässer (deren Dämpfe die erste Explosion erzeugt haben sollen) im Malm α (oder γ; Genaueres erfährt man nicht), der nach KRANZ (Fig. 5) vollkommen normal liegt, vor? Warum sammelten sich diese Gewässer gerade im Untergrund des heutigen Steinheimer Beckens?

2. Aus welchem Grunde nimmt KRANZ für die erste Explosion Wasserdampf, für die zweite Sprengung aber vulkanische Gase an?

3. Nach KRANZ liegt der Malm ζ des Bürgel auf Malm β, auf dem es, durch Dampf befördert, an eine entferntere Stelle gerutscht ist. Sind denn durch ein und dieselbe Explosion zuerst die Schichten des Malm γ/ε fortgeblasen worden (nach KRANZ' Profil etwa 600 m), so daß nur der ζ des Bürgel übrig blieb, und wurde dann durch dieselbe Sprengung dieser Berg + dem Knill + dem Burgstall (das ist eine Masse von etwa 2800 m Längenausdehnung) auf die Seite geschoben? Hätte denn die seitliche Kraft des Dampfes, der nach KRANZ' Profil unter ganz flachem Winkel aus dem Trichter herausströmte, überhaupt genügt, um eine solche Schiebung vorzunehmen?

4. Ist der Klosterberg-Jura wirklich durcheinandergerüttelt wie ein „Maulwurfshaufen"? Dogger β liegt doch ganz normal in zwei Inseln dem Dogger α auf. Gewiß, die Lagerung ist im allgemeinen sehr gestört, wie das bei einem emporgepreßten Berg, namentlich, wenn harte und weiche Schichten zusammen vorkommen, gar nicht anders möglich ist.

5. Spricht diese gestörte Lagerung gegen die Annahme eines Lakkolithen, nur weil die von KRANZ aufgezählten amerikanischen Lakkolithe weniger gestört zu sein scheinen? Bei einer ungleichmäßigen Aufpressung des Magmas in einem verhältnismäßig schmalen Schlot, mußten solche Störungen auftreten. Der Druck gegen die über dem Lakkolithen liegenden Schichtenkomplexe mußte harte und weiche Schichten ineinanderquetschen und verschieben. Gegen die Existenz eines Lakkolithen sprechen die wenigen Messungen HAUSSMANNS nicht, da sich dieser sehr vorsichtig über die Verbreitung desselben ausspricht.

So ergibt sich denn:

Die interessante Theorie KRANZ' baut sich aus Hypothesen auf, die durch nichts begründet sind. Sie können den Aufbau des Steinheimer Beckens nicht erklären.

Die Annahme eines Lakkolithen durch FRAAS und BRANCA, wird durch die Sprengtheorie nicht erschüttert. Eine kleine „Kontaktexplosion", hervorgerufen durch den Kontakt von Wasser und Magma, kann neben der Aufpressung kryptovulkanischer Natur stattgefunden haben, wie

das ja FRAAS und BRANCA (s. FRAAS: Erwiderung auf W. KRANZ), „Das Problem des Steinheimer Beckens“, J.-Ber. u. Mitt. d. oberrh. Geol. Ver., N. F., Bd. 4; 1914, S. 113), auch annehmen (vgl. auch W. BRANCA, a. a. O., 1913).

Ich möchte noch den Widerspruch, der in KRANZ's Arbeit liegt, und den ihm FRAAS (Erwiderung, S. 115), auch vorwirft, hervorheben, wenn er sagt, daß Schmelzfluß unter dem Becken aufgestiegen sei, der doch wohl die Sprenggase zur zweiten Sprengung geliefert hat, wenn er andererseits erklärt, daß die Magmamassen zu tief gelegen haben müssen, um überhaupt für eine lakkolitische Hebung in Frage kommen zu können.

Zum Schluß möchte ich meine eigenen Anschauungen über die Entstehung des Steinheimer Beckens bringen, wie sie sich aus meinen Untersuchungen ergeben (vgl. die Profile 7 bis 9).

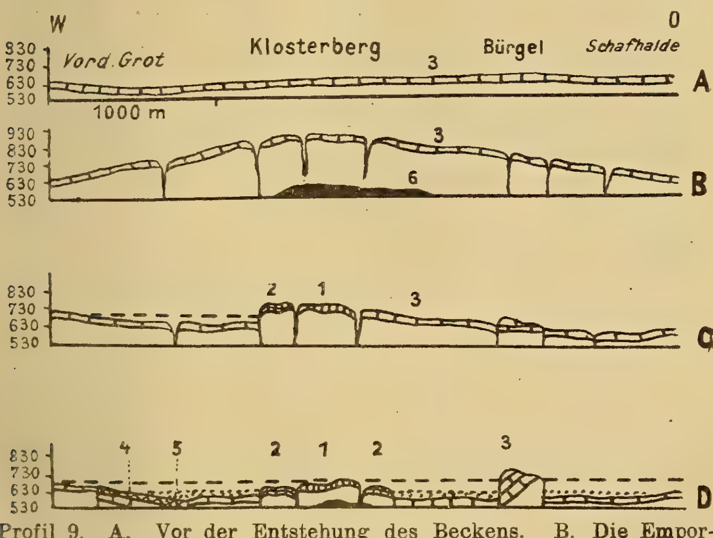
Erste tektonische Phase.

Vor der Ablagerung der älteren Süßwasserschichten macht sich eine Emporpressung an der Stelle des heutigen Beckens bemerkbar, die wohl am Klosterberg und am Bürgel-, Knill- und Bürstelkomplex am bedeutendsten war. Diese sind wahrscheinlich en bloc gehoben worden, wofür die jetzt noch morphologisch zutage tretende Verbindung vom Knill nach dem Klosterberg spricht, welche im heutigen eigentlichen Becken durch die Wasserscheide angedeutet wird (s. Karte 1).

Die Emporpressung wurde durch den von BRANCA und FRAAS angenommenen Lakkolithen verursacht, der jedoch noch sehr tief im Erdinnern stak. Im Zusammenhang mit der Hebung wurden Spalten aufgerissen, welche den Verband der Schichten lockerten. Da sich die Hauptmasse des Lakkolithen auf einzelne Punkte konzentrierte (Klosterberg, Bürgel, Knill, Bürstel), so mußte an diesen das größte Hebungsmaß erreicht werden (vor allem am Klosterberg). Die Sedimente am Klosterberg wurden in der Mitte am meisten gehoben, wodurch sie eine flach dachförmige Lagerung erhielten (vgl. Prof. 9, B). Durch dieses Heraufzerren der Juraschichten am Klosterberg wurden diese von denen, die in den heutigen Gräben liegen, getrennt. Da zu gleicher Zeit durch die Konzentration des Magmas an bestimmten Stellen ein Wegführen desselben von der Peripherie stattfinden mußte, so konnten hier Einbrüche stattfinden. Es entstanden die Gräben (vgl. Prof. 9, C).

Von dem am meisten gehobenen Klosterberg wurden die jüngeren, zum Teil stark tonigen Juraschichten abgewaschen und in die Gräben befördert, wodurch der sonst für Wasser durchlässige Obere Malm, der ja wohl heute noch die Basis der Süßwasserschichten in den Depressionen bildet, undurchlässig wurde.

Soweit bis jetzt bekannt, füllte sich nur der westliche Teil des Beckens mit Wasser, das wohl vom Klosterberg stammte, und deshalb k a l t war, weil der Lakkolith noch



Profil 9. A. Vor der Entstehung des Beckens. B. Die Emporpressung des Lakkolithen. C. Die Bildung der Schollen, vor allem des Klosterbergs und des westlichen Grabens, der mit dem *laevis*-See angefüllt ist. D. Profil durch das Becken zur Zeit des *tenuis*- oder *sulcatus*-Sees. 1 = Unterer Dogger, 2 = Unterer Malm, 3 = Oberer Malm, 4 = *laevis*-Schichten, 5 = *steinheimensis*-Schicht, 6 = Lakkolith

ziemlich tief lag. Wahrscheinlich bestand eine Verbindung zwischen Klosterberg und Zangerberg und zwischen dem ersteren und dem Knill, so daß die Wässer des westlichen Beckens nicht über diese Barriere treten konnten.

Nach einiger Zeit trocknete der See aus.

Zweite tektonische Phase.

N a c h d e r A b l a g e r u n g d e r K l e i n i s c h i c h t e n lebten die tektonischen Bewegungen wieder auf, wobei sich die Gräben vertieften, wohl in Zusammenhang mit einer Senkung des Klosterbergs (vgl. Prof. 9, D). Hierbei fand

eine stärkere Intrusion der lakkolithischen Massen an diesem statt, wodurch die Thermen gebildet wurden, welche nun zur *steinheimensis* (?)—*tenuis*- bis zur älteren *planorbiformis*-Zeit mächtige, submerse Tuffe absetzten und das ganze Becken mitsamt dem größten Teil des stark abgetragenen Klosterberg unter Wasser setzten.

Nach dem Versiegen der Thermen zur jüngeren *planorbiformis*- und *planorb./trochiformis*-Zeit wurde der Wasserspiegel wieder niedriger. Hierauf traten weitere tektonische Bewegungen ein, welche Diskordanzen (Koppsche Grube) schufen. Etwa gleichzeitig brachen (in der *trochiformis*-Zeit) neue Thermen auf, welche jedoch zu schwach waren, um den Klosterberg ganz unter Wasser setzen zu können (Landschnecken in den *trochiformis*-Tuffen!). In der älteren *oxystoma*-Zeit tauchte dieser ganz unter, wobei, wie ich später noch auseinandersetzen werde (3. Teil), die auf ihm sich aufhaltende Wirbeltierfauna zugrunde ging. Quellentätigkeit ist für diese Katastrophe nicht unbedingt verantwortlich zu machen, sondern starke, lang andauernde Regengüsse, vielleicht mit einem Absinken des Berges zusammenfallend, haben das Untertauchen veranlaßt.

Nach einiger Zeit war der Berg wieder frei und unterlag einer starken Abrasion, wodurch die im Profil 4 dargestellten Schwemmschichten entstanden, in denen wir auf sekundärer Lagerstätte zahlreiche Knochen der bei der oben erwähnten Katastrophe zugrunde gegangenen Säuger finden (Prof. 4, Schichten von 4—6 m).

Sodann wurde, wahrscheinlich wiederum unter dem Einfluß von Regengüssen, der Wasserstand erhöht. Bei der Ablagerung der Kieselkalke sind nach längerer Zeit tektonische Bewegungen im Spiel, wobei heiße Quellen von neuem sprudeln, und der Klosterberg endgültig unter Wasser gesetzt wird.

Dritte tektonische Phase.

Nach Ablagerung der *supremus*-Schichten reißen alte tektonische Linien von neuem auf, die Grabenbildung belebt sich wieder, das Tertiär wird zerstückelt. Hierbei vertieft sich auch der Graben zwischen Bürgel und Schafhalde; das erstere, eine Zeitlang gehoben (trotz seiner heutigen niedrigen Lage befindet sich auf ihm kein Tertiär), sinkt ab.

Am Rand des Beckens und am Klosterberg wird Tertiär gegen ältere Schichten verworfen. Ob nun auch zuletzt

der Klosterberg en bloc einsinkt, ist nicht zu entscheiden. Seine Süßwasserschichten liegen jedoch tiefer als an der Schafhalde (600 m).

So geht denn alles mit natürlichen Dingen zu. Überschiebungen und Explosionen sind zur Entstehungserklärung des Steinheimer Beckens ganz unnötig, wenn man die tektonischen Linien erkannt hat. Es handelt sich um nichts weiter als um einen Zentralhorst, den Klosterberg, und um ein System von peripheren Gräben, von denen der östliche durch die Bürgelscholle geteilt wird.

Bezüglich der Heraushebung des Klosterbergs halte ich an der Erklärung von Branca und Fraas fest, daß ein Lakkolith, in der Tiefe stecken geblieben, diesen herausgehoben hat. Kleinere Explosionen, die aber von nebensächlicher Bedeutung sind, werden auch stattgefunden haben, sind aber nicht erwiesen.

Anhangsweise seien noch einige Momente hervorgehoben, welche die Unterschiede, die zwischen der Ansicht Fraas' und Brancas von 1905 und des Verfassers bestehen, zeigen:

1. Die Sprudelkalke sollen in der Pharionschen Grube wurzellos sein. Dieser Ansicht kann ich mich nicht anschließen. Man vergleiche Profil 2, und man wird zugeben müssen, daß die Sprudelkalkfelsen gewachsen sind. Dasselbe gilt für die Klötze 1, 2 4, 6, wenn auch einzelne Felsen unbedeutend verrutscht sind.

2. Die Schnecken-„Sande" sind nach der Ansicht Fraas' und Brancas den Sprudelkalken angelagert, ruhen aber nach meinen Beobachtungen auf den letzteren (vgl. Profil 2).

3. Tektonik soll am Saum des Beckens nicht vorhanden sein. Die steil gestellten Jurafetzen am Ausgang des Hirschtals, am Finkenbusch, in den Gemeindebrüchen am Ostrand des Beckens seien lokale Verrutschungen. Ich habe im Kapitel Tektonik gezeigt, daß die gestörte Lagerung der Jurafetzen an der Peripherie des Beckens (auch am Knill, im Stubental an der Schafhalde) mit der Tektonik desselben in engstem Zusammenhang steht.

4. Der Jura mit aufgelagertem Tertiär am Rand des Beckens soll gleichmäßig horizontal (also ungestört) liegen. Wegen der starken Vergriesung der Juraschichten und der ungünstigen Aufschlüsse ist die Bestimmung der Fallrichtung oft schwer bestimmbar. Doch am Roßberg,

Bürgel, an der Schafhalde und am Knill ist sie konstatierbar.

5. Die Sprudelkalke am Klosterberg sollen, abgesehen von kleinen lokalen Rutschungen, keine wesentlichen Störungen erlitten haben. Doch schneiden sie so scharf gegen den zentral gelegenen Jura ab, daß wir ein Absinken nach Ablagerung des Tertiärs annehmen müssen (s. Kap. Tektonik).

6. Fraas und Branca nehmen Störungen vor und nach Ablagerung des Tertiärs an. Die tektonischen Linien verfolgen sie nicht. Ich zeigte, daß Störungen vor, während und nach dem Absatz der Tertiärschichten stattfanden. Die Spalten, welche vor der Sedimentation der Süßwasserschichten aufbrachen, haben im großen und ganzen bereits das heutige Relief geschaffen, das während und nach derselben weiter herausmodelliert wurde. Dabei spielen Nordsüd- und Ostwest-Störungen die Hauptrolle.

7. Mit Fraas und Branca betrachte ich den Klosterberg als einen Horst, doch liegt m. E. im Untergrund der Depressionen kein Mittlerer, sondern Oberer Malm mit aufgelagertem Tertiär.

8. Mit den genannten Autoren sehe ich den Klosterberg als durch einen Lakkolithen emporgepreßt an. Doch kann ich mich nicht mit jener Theorie Fraas' und Brancas befreunden, nach der ein sattelförmiges Profil entstand, indem die ältesten Schichten am Klosterberg, die jüngeren Formationsglieder nach außen auftreten (vgl. a. a. O. 1905, Querschnitt), denn an der Bürgelscholle liegt nicht Malm γ—ε, sondern unteres ζ bzw. ε, das aber nicht nach O, sondern nach W fällt, also umgekehrt, als es nach der Annahme der obigen Hypothese der Fall sein müßte. Die Entstehung der Depressionen können Fraas und Branca nicht erklären. M. E. wurde das ganze Steinheimer Revier gehoben, und zwar in der Mitte am stärksten, wodurch ein weites, sehr flach fallendes Gewölbe entstand. Da kein Seitendruck für die Entstehung desselben angenommen werden kann, mußte eine Lockerung im Verband der Schichten und eine damit in Zusammenhang stehende Zerreißung eintreten (vgl. die Profile 9 A—D). Wegen der Konzentrierung des Hauptdrucks auf den Klosterberg nehme ich an, daß der Hauptteil des Magmas unter diesem vereinigt wurde, wodurch wiederum eine Verminderung desselben unter den heutigen Depressionen Hand in Hand ging. So konnten die Gräben einbrechen.

VI. Beziehungen der weiteren Umgebung des Steinheimer Beckens zu dessen Tektonik.

Bei der Besprechung der Beziehungen der weiteren Umgebung des Steinheimer Beckens zu dessen Tektonik sind zunächst zwei Linien, die auf der Regelmannschen Karte aus dem Ries in Südwestrichtung auf das Becken zulaufen, zu erwähnen.

Sodann macht Bräuhäuser (Die Spielburgverwerfung, Jahrb. u. Mitt. d. oberrh. geol. V., N. F., Bd. 6, Heft 1, 1916) darauf aufmerksam, daß die Spielburgverwerfung Adelberg-Staufen in ihrer Richtung auf das Kryptovulkanische Becken hinweist, der genannte Autor vermutet einen Zusammenhang zwischen diesem und der erwähnten Störung. Bräuhäuser fügt jedoch hinzu, daß ein Bruch auf der Oberfläche „nicht erweislich oder gar nicht vorhanden" zu sein braucht. „Nach der Beobachtung der schon viel älteren, in der Tiefe im Erdinnern vorhandenen und vorgezeichneten alten Trennungsfläche und Sprunglinie bei Schramberg, kann doch vielleicht an einen gewissen, wenn auch entfernten Zusammenhang gedacht werden."

Für die folgenden Auseinandersetzungen ist nun vor allem zu betonen, daß die Hauptstörungen des Steinheimer Beckens etwa nordsüdlich und ostwestlich, mit Abweichungen, orientiert sind. Es gibt nun in der weiteren Umgebung desselben zahlreiche Linien, welche dieselbe Richtung haben.

Auffallend ist nun zunächst, daß die dem Albafall abgekehrte Grenze des Malm ζ von Urach nach Hohenstadt SW—NO verläuft, um bei Geislingen Nordsüdrichtung anzunehmen, und beim Schöneberg östlich Weißenstein in westöstlicher Richtung auf Königsbronn zu streichen. In diesen rechten Winkel passen sich nun die Hauptstreichrichtungen des Steinheimer Beckens ein. Dieser kommt dadurch zustande, daß die Juraschichten östlich der Linie Geislingen—Weißenstein weit nach N vorgelagert sind. Das gilt auch für die Tertiärschichten östlich Blaubeuren—Geislingen, die westlich dieser Linie fehlen, hingegen östlich davon nicht unbedeutende Teile der Alb bedecken.

Ähnlich steht es mit dem Malm ζ, der westlich der genannten Linie durch ε zurückgedrängt wird, während es östlich derselben, südlich Weißenstein—Königsbronn, umgekehrt ist.

Diese Verhältnisse sind nur durch tektonische Vorgänge zu verstehen, bei denen es jedoch nicht zu Zerreißungen zu kommen brauchte; es kann sich um Verbiegungen oder Flexuren, in seltenen Fällen um Verwerfungen handeln. Ob die Tektonik vor- oder nachmiocän ist, wage ich nicht zu entscheiden.

Die Anwesenheit solcher Störungen möchte ich durch die folgenden Zahlen belegen. Östlich des Eybachs, an dem Geislingen liegt, ist zwischen diesem Ort und Treffelhausen Malm ζ weit verbreitet, während er westlich des Flusses fehlt. Dafür ist im Westen γ—δ mit aufgelagertem ε ohne ζ vorhanden. ε nimmt westlich des nordsüdlich verlaufenden Teils des Eybachs folgende Höhen ein (vgl. Blatt Geislingen):

Berg, nördlich Stötten . . . . 734,7 m
Messelberg . . . . 749,0 m

Demgegenüber liegt ε auf der Ostseite des Eyb:

westlich Steinenkirch (gegenüber d. Berg nördlich Stötten) . . . . 640 m
Kriegsburren, östlich Treffelhausen . . . . 708 m
südwestlich Trasenberg . . . . 630 m

Dies sind Unterschiede, die nicht durch ein unkonstatierbares Fallen nach O erklärt werden können. Es ist zum mindestens auffallend, daß die Eyb gerade an dieser nordsüdlich verlaufenden Trennungslinie von ε und ζ Nordsüdrichtung hat.

Es gelang mir, östlich der Eyb eine Verwerfung nachzuweisen. Im Eybtal selbst liegt scheinbar keine Störung, denn die Schichten stehen auf der rechten und linken Seite in gleicher Höhe an.

Eine solche Störung geht zwischen dem ε des Kriegsburren und den Böhmenkircher Plattenkalken durch und verläuft bis zur Hart südöstlich Treffelhausen nach S. Zwischen Kriegsburren und Trasenberg kann man sie nicht nachweisen, weil die Plattenkalke keine Störungen erkennen lassen. Doch südwestlich Trasenberg ist eine Verwerfung konstatierbar, die längs eines kleinen Tälchens in Nordsüdrichtung verläuft. Kombiniert man alle Verwerfungsstellen, so ergibt sich eine N—S streichende Störung, die parallel der Eyb verläuft. Weiterhin habe ich sie noch nicht verfolgt.

Für unsere Zwecke ist nun das folgende von Bedeutung:

Wie das ζ von dem ε durch eine Nordsüdlinie getrennt wird, so ist dies auch in ähnlicher Weise für den Schnaitheimer Oolith der Fall, dessen westliche Grenze vom Kerbenhof westlich Zang nach Altheim verläuft. Auch im O ist seine Grenze nordsüdlich orientiert; sie verläuft etwa in der Linie Nattheim—Giengen. Zwischen den beiden Grenzlinien befindet sich fast in der Mitte die Brenz, die auf der entsprechenden Strecke von N nach S fließt.

Schmierer (Die Altersverhältnisse der Stufen ε und ζ des Weiß. Juras; diese Zeitschr., Bd. 54, 1902) meint, daß der Brenztaloolith in einer Mulde abgelagert wurde, eine Ansicht, der man beipflichten muß. Ich füge hinzu, daß diese Mulde Nordsüderstreckung hat. Der Ooolith liegt teils auf ζ wie zwischen Schnaitheim und Heidenheim, teils auf ε wie im Täschental, teils auf beiden wie am Ugenhof westlich Bolheim. Schmierer a. a. O. erklärt das so: der Oolith lagerte sich dort auf ζ, wo dieses das ε bereits bedeckt hatte, jedoch auf ε, wo dieses noch als Kuppen aus dem ζ heraussah. — Ob nicht auch andere Momente eine Rolle gespielt haben, soll dahingestellt bleiben.

Das eine scheint mir aber sicher, daß vor Ablagerung des Schnaitheimer Ooliths Erdbewegungen stattfanden, durch die die Schnaitheimer Oolithmulde geschaffen wurde. Wahrscheinlich handelt es sich um das, was Gilbert oder Stille einen epirogenetischen Vorgang nennen würde, eine Bemerkung, die nur von nebensächlicher Bedeutung ist. Ob Störungen auch eine Rolle spielten, ist schwer zu sagen.

So haben wir denn bereits Merkmale, welche auf einen gemeinsamen Grundplan hinweisen, der die nordsüdlich gerichteten Grenzen bzw. Trennungslinien der Oberen Malmstufen und die ebenso verlaufenden Störungen im Steinheimer Becken anlegte. Der Nordsüdlauf des Eybachs und der Brenz sind wohl hierauf zurückzuführen.

Daß auch an anderen Stellen der Umgebung von Steinheim Störungen vorhanden sein müssen, geht aus dem folgenden hervor: Liegen gewöhnlich, was namentlich in der Böhmenkircher Gegend gut zu sehen ist, die Plattenkalke normal auf ε, so ändert sich dies scheinbar in der Gegend von Söhnstetten. Geht man über die Böhmenkircher Platte nach Söhnstetten zu, so gelangt man bei

Höhe 665 in ε. Zwischen Kilometer 19 und 20 trifft man wiederum Plattenkalke, die bis Höhe 640 anhalten, um von dem ruppigen ε abgelöst zu werden, das bis Höhe 585, wenige Schritte westlich Söhnstetten, anhält. Hier befindet sich ein ε-Bruch am Kutschenberg, in dem der vertikale Übergang von ε zu ζ gut zu sehen ist. Die Schichten fallen nach O und S und sind an der Ostseite zerklüftet und gequetscht. Eine kleine Störung ist deutlich sichtbar, die den östlichen gegen den westlichen Teil verwirft. In einer der Spalten hat sich graugrüner Ton gebildet. Von der genannten Stelle bleibt man in Plattenkalken, die östlich Söhnstetten am Stutz plötzlich von steil aufragendem ε mit aufgesetzten Korallen-ζ abgelöst werden.

Bezüglich der Westostlinien, ist nicht allzuviel zu sagen. Nur möchte ich noch einmal auf den westöstlich gerichteten Verlauf der ε/ζ-Trennungslinie von Weißenstein nach Königsbronn aufmerksam machen, die senkrecht zu der vorhin besprochenen Eybachlinie steht.

Auf die Anwesenheit weiterer Westostlinien, deutet die Angabe eines Steinbruchbesitzers der Böhmenkircher Gegend, wonach es den Steinbrechern schon lange bekannt ist, daß die Hauptspalten in den ζ-Plattenkalken W—O bzw. WSW—ONO-Richtung haben.

Sodann möchte ich auf den WSW—ONO bis W—O gerichteten Verlauf des Stubentals hinweisen. Daß dieses am südlichen Rand des Steinheimer Beckens einer Störungslinie entspricht, habe ich bereits erwähnt; ob dies auch im unteren Teil bei Heidenheim der Fall ist, kann ich nicht sagen, denn, um dies konstatieren zu können, muß erst die Fertigstellung des Meßtischblatts Heidenheim abgewartet werden. Auf jeden Fall ist das Auftreten des Miocäns südlich des Stubentals gegenüber dem nördlich von diesem gelegenen Teil auffallend. Hierbei müssen wir natürlich von dem Tertiär im Steinheimer Becken absehen, da dieses für sich zu beachten ist.

Ergebnis.

In der weiteren Umgebung von Steinheim sind nordsüdlich und ostwestlich gerichetete Linien vorhanden, die in einem rechten Winkel liegen, dessen Schenkel bei Weißenstein zusammenstoßen. Sie sind zum größten Teil als Verbiegungslinien bzw. Flexuren aufzufassen, wenn auch Störungen vorkommen.

In gleichem Sinne sind die tektonischen Linien des Steinheimer Beckens angeordnet, was auf einen gemeinsamen Grundplan hindeutet.

Wann dieser angelegt wurde, ist nicht zu sagen, womöglich geschah dies bereits bei der Ablagerung des Brenztalooliths.

Im Zusammenhang mit dem Steinheimer Becken stehen vielleicht die Spielburgverwerfung und die vom Ries nach diesem zulaufenden Linien.

Wir kommen mithin zu einem anderen Ergebnis als Fraas und Branca, welche eine Tektonik in der Umgebung des Steinheimer Beckens leugnen.

II. Teil.

Die Entstehung der Tertiärschichten von Steinheim i. A.

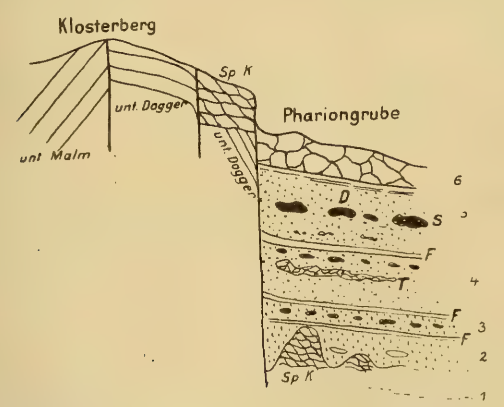
(Mit 1 Textfigur.)

Inhalt.

I. Allgemeiner Teil.

Im folgenden soll die Petrogenese der tertiären Ablagerungen von Steinheim behandelt werden.

Einen Ausschnitt derselben zeigt das folgende schematische Profil durch den Klosterberg, das uns die Aufeinanderfolge der tertiären Schichten, die uns hier interessieren, vor Augen führt.



Schematisches Profil durch den Klosterberg.

Die ältesten obermiocänen Sedimente sind die *laevis*- oder *Kleini*-Schichten Gottschicks („Kaltwasserschichten“) (F. Gottschick: Die Umbildung der Süßwasserschnecken des Tertiärbeckens von Steinheim i. A. unter dem Einfluß von heißen Quellen; Jen. Zeitschr. f. Naturw., 56. Bd., N. F.,

49. Bd., 1920), die hier jedoch keine Berücksichtigung wegen der schlechten Aufschlüsse finden. Auf sie folgte die *steinheimensis*-Zone mit *Gyraulus steinheimensis* (1) (weiche, bräunliche „Sande"), hierauf die *steinheimensis-tenuis*, die *tenuis-*, *sulcatus-*, *planorbiformis*-Zone mit den entsprechenden Gyraulen (2) (teils sandig, teils aragonitisch-kalkig; bräunliche Farbe), die *planorbiformis-trochiformis*-Zone (3) (sandig mit Konkretionen; bräunliche Farbe), die *trochiformis*-Zone (4) (sandig, zum Teil mit Tuffeinlagerungen (T), etwas Aragonit, — Koppsche Grube am Osthang des Berges — oben Konkretionen). Diese Schichten sind, wie die nun folgenden Sedimente, zum großen Teil weiß und führen keine Limnaeen mehr wie die unteren Ablagerungen. Auch treten die fischführenden Kalkplatten (F), wie sie in der letzteren häufig sind, zurück. Von Schicht 5, den *oxystoma*-Schlammpaketen, fehlen die unteren gemeinen Charen, die Gyraulenschalen sind dünn, Säugerreste häufig. Die Schlammasse wird durch eine Schwemmschicht (S), in der neben *Gyr. oxystoma* der ältere *Gyr. trochiformis* — zum Teil in große Laiber eingeschlossen — auftritt, in eine untere und obere Abteilung zerlegt. Auf ihr liegt der Kieselkalk (6) mit *Gyr. oxystoma* und *revertens*.

Die jüngste Schicht mit *Gyr. supremus* ist in der Pharionschen Grube nicht aufgeschlossen und kommt nicht zur Besprechung.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Helbig bestens dafür danken, daß er mir die Ausführung einiger Analysen im Institut für Bodenkunde gestattete.

Bei den Ablagerungen im Steinheimer Becken, von denen hier die Kaltwasserschichten, da nicht genügend aufgeschlossen, nicht berücksichtigt werden, handelt es sich ausschließlich um Absätze in süßem Wasser, in dem folgende Sedimenttypen gebildet wurden:

1. Sedimentbreccien.
2. Kalke, zum Teil sehr dicht und hart, durch reichlichen Aragonitgehalt ausgezeichnet („Sprudelkalke").
3. Mehr oder weniger lose „Sande"[1]) mit Kalkeinlagerungen, mehr oder weniger bituminös.

[1]) Die Ausdrücke Sande, sandig, beziehen sich nicht auf die chemische Zusammensetzung der Sedimente, sondern nur auf ihren Habitus, Quarzkörnchen kommen ganz selten vor. Als äußeres Zeichen der übertragenen Bedeutung setze ich die Worte in „ ".

4. Kalkschlamm ohne Einlagerungen und Aragonit, stark bituminös.
5. Verhärteter Kalkschlamm mit viel Kieselsäure und lokal auftretendem Aragonit, kaum oder gar nicht bituminös.

Die chemischen Hauptkomponenten sind demnach: Kalk, Bitumina, zum Teil Kieselsäure, von denen der Kalk die Hauptrolle spielt. Daneben kommen Eisenoxydhydrat und Quarzsplitter in geringerer Menge vor.

Bevor wir nun zur Besprechung der Petrogenese der Steinheimer Sedimente übergehen, haben wir uns mit der Art der Bildung ähnlicher kalkreicher Süßwassergesteine zu befassen, die sich vor unseren Augen abspielt. Es sind die rezenten Tuff- und Kalkschlammablagerungen gemeint[2]).

Für ihre Entstehung wird allgemein angenommen, daß freie CO_2 das neutrale Kalziumkarbonat in $Ca(HCO_3)_2$ verwandelt, aus dem entweder auf mechanische Weise oder durch die Assimilationstätigkeit vieler Pflanzen $CaCO_3$ ausgeschieden wird. Eine Einigung wurde in der Frage, ob diese aktiv oder nur passiv bei dem Kalkbildungsprozeß beteiligt sind, bisher nicht herbeigeführt, was einerseits mit der Schwierigkeit des Problems, anderseits mit einer gewissen Einseitigkeit zusammenhängt, die man bei den Schlußfolgerungen aus einzelnen Beobachtungen walten ließ. Doch kommt dies auch daher, daß man den Kalk im Wasser als saures Salz annimmt, ohne die Möglichkeit ins Auge zu fassen, daß er auch als neutraler Körper gelöst sein kann.

Wir betrachten die beiden Fälle gesondert und berücksichtigen hierauf den durch Abschlämmung ins Wasser geratenen Kalk.

1. $CaCO_3$ als neutrales Salz in Wasser gelöst.

Alle Salze lassen sich in Wasser mehr oder weniger schnell lösen. Selbst Körper, die einige Zeit als nichtlöslich angesehen wurden, wie Glas, widerstehen der Auflösung nicht. Wird dieses in pulverisiertem Zustand in Wasser gebracht, so charakterisiert sich dieselbe durch die

---

[2]) Zur Erlangung eines eigenen Urteils bin ich mit dem Studium zahlreicher badischer Tuffbildungen beschäftigt; ich habe viele pflanzenphysiologische Versuche angestellt, die zum Teil noch nicht abgeschlossen sind. Ich gedenke sie gesondert zu veröffentlichen.

alkalische Reaktion. Dasselbe gilt für Kalk, und zwar geht die Auflösung bereits bei gewöhnlicher Temperatur vor sich. Auch Aragonit löst sich in kaltem Wasser und tritt mit anderen Körpern wie Mohrschem Salz oder Kobaltnitrat in Reaktion (MEIGENsche Reaktion).

Nach FRESENIUS löst sich 1 Teil Kalk in 10 800 Teilen kalten, in 8875 Teilen kochenden Wassers. Nach BRODLÄNDER nehmen 1 l Wasser bei 16 ° 13,1 mg, nach TREADWELL und REUTER 1 000 000 : 238 Teile $CaCO_3$ auf.

Die BRODLÄNDERsche Zahl führt für ein Becken von 3 km Länge und Breite und 5 m Wassertiefe zu folgender Berechnung:

In einer Wassermenge von 45 000 000 000 l können 5 895 000 000 g = 589 500 kg = 11 790 Zentner $CaCO_3$ vorhanden sein. Bei Berücksichtigung des spezifischen Gewichtes des Kalkes (2,7) bringt diese Menge eine Sedimentdecke von 0,024 mm Höhe auf 9 000 000 qm (3 km Länge, 3 km Breite) hervor.

Trotzdem diese Zahl gering scheint, so kann sie im Laufe der Zeit recht bedeutende Beträge erreichen. So berichtet SCHORLER (Die Rostbildg. in Wasserleitungsröhren; Zent.-Blatt f. Bakteriologie, Jena 1905), daß, obschon das Dresdener Wasserleitungswasser nur 0,20 bis 0,30 mg Eisen enthält (gegenüber 13,1 mg $CaCO_3$, das in einem Liter Wasser enthalten sein kann s. o.) in 30 Jahren die Röhren eine 3 cm dicke Rostschicht enthielten.

Diese immerhin nicht unbedeutenden Zahlen weisen darauf hin, daß wir zwecks Erklärung der Auflösung und Ausscheidung des Kalkes die Kohlensäure nicht ohne weiteres benötigen. Erst wenn der Gehalt an $CaCO_3$ über 13,1 mg hinausgeht, dürfen wir an die Mitwirkung derselben denken.

Aus einer neutralen Lösung kann $CaCO_3$ durch Verdunstung, die durch erhöhte Temperatur gesteigert wird, zur Ausscheidung gebracht werden, wobei sich in stagnierendem Wasser zuerst ein feines Häutchen auf der Oberfläche bildet, das langsam zu Boden sinkt. Die Ausfällung des Kalkes kann aber auch durch organische Substanz herbeigeführt werden; dieser Prozeß könnte eventuell dann von Bedeutung sein, wenn $CaCl_2$ im Wasser vorhanden ist.

Bei fließendem oder stürzendem Wasser geht die Verdunstung schneller vor sich, wobei ebenfalls erhöhte Temperatur diese beschleunigt.

Läßt man kalkhaltiges Wasser verdampfen, so setzt sich an einem zerfransten Bindfaden oder an einem Zweig Kalk in feinen Schüppchen ab. Durch Zerstäuben würde wohl dasselbe Resultat erzielt werden. Schüttelt man eine der $CaCO_3$-Ausfällung nahe $Ca(HCO_3)_2$-Lösung längere Zeit, so trübt sie sich. Es könnten viele Inkrustationsvorgänge durch Verdunstung einer neutralen Kalklösung erklärt werden, ohne daß dabei immer doppelkohlensaurer Kalk mit im Spiel sein muß.

2. Kalk als $Ca(HCO_3)_2$ im Wasser gelöst.

Bekanntlich löst sich $CaCO_3$, etwa durch H_2CO_3 mit $CaCl_2$ ausgefällt, in überschüssiger CO_2 zu $Ca(HCO_3)_2$. Diesem Prozeß wird eine solche Bedeutung beigemessen, daß man ihn für zahlreiche Vorgänge in der Natur verantwortlich macht, z. B. für die Konkretionsbildung im Löß. Kohlensäurehaltige Wässer lösen den Kalk desselben auf zu $Ca(HCO_3)_2$, aus dem später wieder ein Teil Kohlensäure entweicht, wobei $CaCO_3$ in Konkretionen übrig bleibt. Warum nun diese entweicht, ist schleierhaft. Der Prozeß ließe sich einfacher so erklären, daß man für eine feuchte Periode eine Auflösung von Kalk in Wasser annimmt, das langsam versickert und in trockenen Perioden verdunstet, wodurch das neutrale Salz wieder ausgeschieden wird.

Es wird nun angenommen, daß dem jeweiligen Druck, dem Sättigungsgrad des Wassers und der Temperatur entsprechend eine mehr oder weniger große Menge von CO_2 gelöst wird, wonach sich die Quantität des entstehenden $Ca(HCO_3)_2$ richtet. Aus diesem kann das neutrale Salz nur durch Sprengung der Molekel ausgeschieden werden, was

a) auf mechanischem Wege,
b) durch die physiologische Tätigkeit einzelner Pflanzen

vor sich geht.

Dem beobachteten Vorkommnis entsprechend wird von den verschiedenen Autoren dem einen oder anderen Vorgang die Hauptbedeutung beigemessen.

a) Bereits 1852 führt Bornemann (Über geognost. Verhältnisse d. Ohmgeb., N. J., S. 31; 1852) die Zersetzung des $Ca(HCO_3)_2$ auf den Einfluß von Licht und Luft zurück, wobei Kalk ausfällt und die in der Quelle befindlichen Gegenstände inkrustiert.

1866 spricht sich EULENSTEIN (Tuffbildg. d. Uracher Wasserfalls, Württembg. Jahresh. 1866; S. 36 ff.) dahin aus, daß eine Vegetation von Moosen von der Fallsohle abwärts durch zahlreiche Widerstandspunkte den Absatz des Kalkes befördere, ebenso die Algen. Beim Fallen und Umherspritzen wird das Wasser genötigt, von diesem einen Teil aufzunehmen. Dabei gibt es ein Äquivalent CO_2 (wohl aus $Ca(HCO_3)_2$) ab und bringt ein entsprechendes Quantum $CaCO_3$ zur Abscheidung. FEHLING (Württbg. Jahresh. 1866, S. 41) erklärt sich ebenfalls zugunsten der mechanischen Zerteilung des $Ca(HCO_3)_2$.

Für eine mechanische Trennung des sauren Salzes tritt in letzter Zeit O. BURGER (Über schwäb. Kalktuffe, insbesondere d. Eschaztales; Inaug.-Diss. Tübingen 1911) und SCHÜRMANN (Die chem. geol. Tätigkeit d. Neckars; Württbg. Jahresh. 1918) bezüglich der Verhältnisse am Uracher Wasserfall ein. Beide Autoren kommen zu ähnlichen Resultaten. Leider zitiert SCHÜRMANN die Arbeiten von EULENSTEIN und BURGER nicht, wie ihm überhaupt ein großer Teil der einschlägigen Literatur entgangen ist.

SCHÜRMANN konnte zeigen, daß am Fall selbst und dort, wo das Wasser schnell fließt, $Ca(HCO_3)_2$ rasch zersetzt wird und der Gehalt an $CaCO_3$ zunimmt. „Als Ursache für die weitgehende Veränderung kann lediglich die ausgiebige Durchlüftung[3]) des Wassers angesehen werden, denn es zerteilt sich während des Falls in Tropfen und entwickelt so eine große Oberfläche. Die Verdunstung kann bei der kurzen Fallzeit kaum in Betracht kommen.“ (a. a. O., S. 63.)

Den letzten Satz beanstande ich, und SCHÜRMANN selbst mißt (a. a. O., S. 67) der Verdunstung beim Tuffentstehungsprozeß Bedeutung bei, ich teile aber im übrigen seine Ansicht, daß die Durchlüftung den Zerfall des $Ca(HCO_3)_2$ begünstigt.

Daß Pflanzen hierbei, überhaupt dort, wo das Wasser nicht langsam fließt, keine aktive Rolle spielen, nimmt SCHÜRMANN wie früher bereits EULENSTEIN, für den Uracher Wasserfall ganz mit Recht an. An der Tuffbildung beteiligen sie sich nur, indem „sie die Durchlüftung und Verdunstung unterstützen und Gerüst für den sich abscheidenden Kalk bilden“.

Daß die Zersetzung von $Ca(HCO_3)_2$ durch höhere Lufttemperatur begünstigt wird, konnte SCHÜRMANN ebenfalls konstatieren.

[3]) Von mir gesperrt gedruckt.

Auch Früh tritt für eine mechanische Sprengung des Bikarbonats ein, da genügend CO_2 für die Assimilation der Pflanzen vorhanden ist, so daß diese nicht auf die Kohlensäure des $Ca(HCO_3)_2$ angewiesen sind.

b) Die physiologische Tätigkeit der Pflanzen bei der Zerlegung des Bikarbonats hatte bereits Raspail 1833 angenommen (Nouv. syst. de chim. org.), und zwar vor allem für Algen, besonders Characeen, Moose und auch höhere Wasserpflanzen, was Hassak (Untersuchungen aus d. bot. Inst. Tübingen, 1888) durch Versuche an Charen und anderen Pflanzen bestätigen konnte, die er in CO_2-freiem Natriumbikarbonat-haltigem Wasser züchtete. Pringsheim (Über d. Entstehg. von Kalkinkrustationen; Jahrb. f. wissensch. Botanik, Bd. 19; 1888) konnte nachweisen, daß nur bei starker Assimilation im Licht Kalküberrindung stattfindet. Angelstein (Üb. d. CO_2-Assimilat. submerser Wasserpflanzen in Bikarbonat- u. Karbonatlösung; „Beitr. z. Biol. d. Pflanzen“, X. Bd., 1. Heft, Breslau 1910) tritt für Abspaltung der CO_2 durch Pflanzen in Bikarbonatlösung ein.

Bereits 1855 sagt Märtens (Über Kalktuffbildg. u. d. Einfluß d. Gipsquellen in d. Tale zw. Elm u. Osse; N. J. 1855, S. 33 ff.), daß zur Ausscheidung von Kalk das Moos *Hypnum tamariscinum* beiträgt, das soviel CO_2 aufnimmt, „daß der dadurch gelöste Kalk an den Blättern sich ausscheiden muß“. Doch fügt Märtens hinzu, daß das Moos nicht unbedingt zur Kalktuffbildung nötig ist. Wichtiger seien die organischen zersetzenden Substanzen.

Cohn (Die Algen d. Karlsbader Sprudels, Abh. d. schles. Ges., 1862; Entstehung d. Travertin b. Tivoli; N. J. 1864) schreibt der physiologischen Tätigkeit der Algen am Aufbau des Travertin, besonders am Grund von Flüssen wie im Aniene, große Bedeutung bei, eine Ansicht, die er jedoch nicht verallgemeinert wissen will.

Eulenstein (a. a. O.) läßt die physiologische Tätigkeit d. Pflanzen am Uracher Wasserfall in den Hintergrund treten, bestreitet diese jedoch nicht bei submersen Pflanzen.

Weed (Format. of Travert. a. siliceous Sinter by the vegetation of Hot Springs; U. S. geol. Survey 1887/88; S. 619 ff.) legt besonderen Wert auf die physiologische Tätigkeit der Algen bei der Bildung des Travertin von Mammoth Hot Springs im Yellowstone Park, wie dies auch Sandberger bezüglich der Entstehung der Charenkalke tut.

Potonié (Die rez. Kaustobiolithe, 1908) macht darauf aufmerksam, daß sich Tuffe auch dort bilden, wo keine Pflanzen

sind. Diesen Widerspruch behebt PASSARGE (Die Kalkschlammablagerungen in d. Seen von Lychen, Uckermark; Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. XXII, 1901), der auch Anhänger der Abspaltungstheorie ist, in seinen Untersuchungen über die Kalkbildungen von Lychen dadurch, daß er für das Vorkommen von Kalkschlamm an Stellen, wo keine Pflanzen sind, u. a. Strömungen verantwortlich macht, welche den auf Pflanzen abgelagerten Kalk forttransportiert haben.

FRÜH und BURGER betonen, daß zur Erklärung der Spaltung von $Ca(HCO_3)_2$ durch Pflanzen entweder die Ausscheidung einer Säure „oder enzymatische Vorgänge im Plasma, speziell im Chlorophyll, in welch' letzterem Fall der Eintritt des Bikarbonats in den Zellverband hinein nötig wäre“ vorausgesetzt werden. Letzteres trifft bei Süßwasseralgen zu.

Mag man sich nun zu der Theorie des Vorganges stellen wie man will, so hat doch HASSAK (s. o.) die Spaltung des doppelkohlensauren Natriums durch Pflanzen nachweisen können. Überkritisch ist BURGER, wenn er a. a. O. S. 17, meint, daß der HASSAKsche Versuch erklärlich wäre, „wenn in der Natriumbikarbonatlösung kleinste CO_2-Mengen vorhanden waren oder entstanden“. Ferner sind die PRINGSHEIMschen Experimente überzeugend, die zeigen, daß im Licht bei der Assimilation die CO_2 des $Ca(HCO_3)_2$ benutzt wird.

Auffallend bleibt aber, was BURGER betont, daß Charen, Moose usw. nicht immer einen Kalkbelag, nicht mal in ruhigem Wasser zeigen, „ja, daß Charen nicht obligat kalkbedürftig sind“. Noch merkwürdiger ist, daß einzelne Individuen derselben Spezies nicht immer den Kalküberzug zeigen, sondern, daß diese Erscheinung von Ort zu Ort wechselt, was BURGER auf „Wechsel in den Verhältnissen der Nährlösung, Insolation, Unterschiede der Struktur und Assimilationstätigkeit“ zurückführt. CH. A. DAVIS (Natur. history of marl; The journal of Geology, Bd. 8, 1900, S. 485 ff.) macht darauf aufmerksam, daß sich nicht alle Spezies desselben Genus, selbst, wenn sie beieinander leben, bei diesen Prozessen gleich verhalten.

Selbst BURGER, der der Spaltungstheorie nicht sympathisch gegenübersteht, muß zugeben, daß der Verbrauch der geringen Mengen CO_2 sukzessive den Zerfall des Bikarbonats herbeiführt.

Ramann (Einteilg. u. Benennung d. Schlammablagergg., Z. d. D. G. G., 1906) sagt, daß die Ausscheidung des Kalkes vorwiegend durch Organismen vor sich gehe, ohne daß sich Kalk in ihnen absetze. Zu den Ausnahmen gehören die Characeen.

Einen sehr hypothetischen Ausweg finden Burger und Jost (Vorlesgg. üb. Pflanzenphysiologie, 1913, S. 153), in dem sie die Jonentheorie zu Hilfe rufen. Der letztere nimmt an, daß $Ca(HCO_3)_2$ das Jon HCO_3' liefert, das seinerseits wieder in CO_2 und OH' zerfällt, so daß also von vornherein stets freie CO_2 den Pflanzen zur Verfügung steht. Sie sind mithin nicht darauf angewiesen, sich durch Spaltung des $Ca(HCO_3)_2$ Kohlensäure zur Assimilation zu verschaffen.

Meines Erachtens ist bei der ganzen Frage der Hauptwert auf den Unterschied zu legen, ob die betreffenden Pflanzen inkrustiert sind, oder ob sie Kalk im Inneren aufspeichern. Im ersteren Falle sind sie nicht kalkbedürftig, im letzteren Falle hingegen sind sie es. Selbstredend beweist dies nicht, daß sie aktiv das $Ca(HCO_3)_2$ gespalten haben. Das zeigen uns jedoch die Versuche Hassaks und Pringsheims.

Somit können wir die folgenden Möglichkeiten ins Auge fassen:

1. Kalk ist als neutrales, oder
2. als saures Salz im Wasser gelöst.

1. Als neutrales Salz wird es durch Verdunstung (Abkühlung) ausgeschieden (auch durch organische Substanz),

2. als $CaCO_3$ wird es

a) mechanisch oder
b) durch die Tätigkeit bestimmter Pflanzen aus $Ca(HCO_3)_2$ abgetrennt unter Freiwerden der CO_2.

Die unter 1. und 2. genannten Prozesse treten nicht streng getrennt auf, sondern einmal wird 1., ein anderes Mal 2. vorwiegen, was sich nach der vorhandenen CO_2 richtet.

2 a) kommt vor allem bei stürzenden, oder rasch,
2 b) bei langsam fließenden oder stagnierenden Gewässern oder Teilen derselben vor.

3. Kalk als Trübe im Wasser vorhanden.

Der Kalk braucht nicht nur im Wasser gelöst zu sein, aus dem er auf die geschilderte Weise ausgeschieden wird,

er kann auch in feinen Teilchen suspendiert sein und langsam als Trübe zum Absatz gelangen. In diesem Falle müssen wir annehmen, daß er aus mergeligen Lagen ausgewaschen und an ruhigen Stellen sedimentiert wird, wobei vor allem Seen in Betracht kommen.

Erzeuger und Verbraucher des kohlensauren Kalkes.

Der unter verschiedenartigen Bedingungen gebildete Kalk entstammt anderen Kalklagern, aus denen er ohne oder mit CO_2 herausgelöst und später wieder nach den unter 1. und 2. geschilderten Vorgängen als Tuff oder Kalkschlamm abgesetzt wird. Von anderen Vorkommnissen, z. B. Stalaktiten usw., wird hier abgesehen, hat sich doch bereits Senft (Die Wanderungen u. Wandlungen d. kohlens. Kalkes; Diese Zeitschr., 1861) hiermit eingehend befaßt.

Der entstehende oder neu entstandene Kalk kann in Berührung mit Wasser wieder gelöst werden, entweder als neutrales oder saures Salz, was sich nach den jeweiligen Lösungsbedingungen richtet. Es findet mithin theoretisch ein Pendeln zwischen Bildung und Auflösung von $CaCO_3$ statt. Ein Gleichgewicht wird eigentlich nie existieren. Beim Absatzprozeß wird natürlich die Auflösung des frisch gebildeten Kalkes zugunsten der Bildung desselben zurücktreten.

Den Erzeugern des $CaCO_3$ stehen die Verbraucher gegenüber, unter denen die Gastropoden, Zweischaler und Ostracoden die wichtigsten sind.

Für die Schnecken der Lychener Seen nimmt Passarge (a. a. O.) an, daß diese den von den Wasserpflanzen „ausgeschiedenen“ Kalk fressen und zur Schalenbildung benutzen, daß mithin die Gastropoden den im Wasser gelösten Kalk nicht direkt produzieren, sondern daß der $CaCO_3$ der Schalen nur eine andere Form des von den Pflanzen „ausgeschiedenen“ Kalkes ist. (Statt „ausgeschieden“ hätte Passarge besser den Ausdruck „gespalten“ gebraucht.)

Die Annahme Passarges ist zu einseitig, denn Versuche mit Limnaeen, Planorben, Bythinien, die in sehr weichem Wasser gezüchtet wurden, wo die Pflanzen gar keinen Kalk absonderten, zeigen, daß die Tiere mit sehr wenig $CaCO_3$ ihre Schalen bauen können. Die Dicke derselben war nicht verschieden von derjenigen, die in Versuchsgläsern erzielt wurde, deren Boden mit einer etwa 1 cm mächtigen Kalkschicht belegt war (eigene Versuche).

Die schalentragenden Tiere beziehen ihren Kalkgehalt aus dem Wasser selbst, so daß sie nicht nur als indirekte, sondern als direkte Konsumenten zu bezeichnen sind. Selbstredend wird auch der Kalk der inkrustierten Pflanzen zur Schalenbildung herangezogen.

Als weitere Kalkverbraucher kommen solche Pflanzen in Betracht, die $CaCO_3$ im Zytoplasma ablagern wie einzelne Charen. Nicht in diese Kategorie gehören diejenigen Organismen, die doppelkohlensauren Kalk spalten oder auffangen, wobei sie sich passiv verhalten.

Solche Kalkkonsumierende Tiere oder Pflanzen werden dort leben, wo das Wassergefälle gering oder gleich Null ist. So treten sie denn in stark fließendem Wasser fast oder ganz zurück, während sie an ruhigeren Stellen häufig sind.

Daher kommt es, daß wir ihre Reste in den Bach- und Seekalken und Kalkschlammabsätzen der Seen in zahlreichen Mengen, im Gehängetuff selten oder gar nicht finden.

Die Komponenten der Süßwasserkalkabsätze.

Aus dem im vorigen Mitgeteilten ergibt sich, daß die Komponenten der Süßwasserkalkabsätze je nach dem Gefälle des Terrains, auf dem sie gebildet wurden, wechseln.

Im Gehängetuff finden sich deshalb vor allem Kalkpartikel, Algen und Moose, daneben eingeschwemmte Landschnecken;

in den Bachkalken Kalkpartikel, Schilf, Moose, Algen und Schalen;

in den Seekalken und Kalkschlammablagerungen dieselben Bestandteile, wobei sich das Vorkommen bzw. Überwiegen der einzelnen Komponenten nach den jeweiligen Verhältnissen richtet, wie im folgenden Kapitel auseinandergesetzt wird.

Die Kalkpartikel brauchen jedoch nicht an Ort und Stelle abgeschieden zu sein, sie können dort, wo Strömungen existieren, verschleppt werden. Es kann sich dabei aber auch um nicht gelöste, sondern um abgewaschene Teilchen handeln, die als Trübe zum Absatz kamen.

Neben den oben genannten Bestandteilen kommen noch Verwesungs- und Fäulnisprodukte in Betracht, die besonders in langsam fließendem oder stagnierendem Wasser zum Absatz gelangen.

Auch Eisenoxydhydrat spielt eine gewisse Rolle, doch komme ich auf die Absatz- und Entstehungsbedingungen der zuletztgenannten Körper erst später zu sprechen.

Typen der Kalkablagerungen.

Die Art der jeweiligen Kalkablagerung richtet sich nach dem Gefälle, das zwei Haupttypen

a) die Gehängetuffe und
b) die Bachtuffe bzw. Seekalke (Kalkschlammablagerungen)

hervorbringt.

1. An einem Hang, wo das Gefälle sehr groß ist, kommt es nicht zur Sedimentation von horizontal gelegenen Schichten. Nur, wenn mehr oder weniger große Absätze (Stufen) gebildet werden, auf denen sich das Wasser ansammelt, können sie entstehen.

Bezeichnend ist für die Gehängetuffe das Fehlen von Süßwasserkonchylien und Ostracoden, da diese ruhiges Wasser vorziehen. Ebenso fehlt Schilf.

2. In langsam fließendem oder stagnierendem Wasser wiegt die Bildung von horizontal gelagerten Schichten vor, wenn es auch in Bächen zu Stufenbildung kommt, wie dies die Gewässer des Yellostone-Parkes in großem Maßstabe zeigen. Vgl. die Abbildungen bei Weed a. a. O. In Seen ist eine solche ausgeschlossen.

„Sandige“ Einlagerungen von losem Habitus, die Gehängetuffen fehlen, sind allen Bachtuffen gemein, können aber auch in Seen gebildet werden.

Charakteristisch ist für die Bach- und Seeablagerungen das häufige Vorkommen von Konchylien und Ostracoden und Schilf an den Rändern. Voraussetzung ist natürlich, daß die Temperatur des Wassers nicht die Anforderung der Organismen übersteigt. In richtigen heißen Gewässern fehlen Schnecken und Ostracoden (s. w. u.).

Allen diesen Ablagerungen ist ein ursprünglich mehr oder weniger loser Habitus gemein, der mehr oder weniger rasch festen Charakter annimmt, ein Vorgang, der mit dem Alter der Schichten zunimmt. Diagenetische Prozesse spielen dabei eine große Rolle.

Die Schlammablagerungen scheinen langsamer als die Gehänge- oder die Bachtuffe verfestigt zu werden.

Die verschiedenen Fazies und ihre Abhängigkeit von der Tiefe einzelner Teile eines Sees.

Um ein klares Bild der Ablagerungsbedingungen der einzelnen Steinheimer Sedimente zu erhalten, und um irgendwelche Schlüsse aus der Art der Sedimente auf die jeweiligen Tiefenverhältnisse ziehen zu können, müssen wir uns nach einem rezenten See umsehen, der in der Weise untersucht ist, daß Schlußfolgerungen aus den erzielten Ergebnissen auf die Steinheimer Verhältnisse möglich sind.

Es kommen vor allem die Erforschungen der **Lychener Seen** durch Passarge (Die Kalkschlammablagerung in den Seen von Lychen, Uckermark; Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., S. 79 ff., 1901) in Betracht. Leider war mir eine andere wichtige Arbeit von Wesenberg-Lund: Studier over Søkalk, Bønne molm og Søgytje i Danske Indsøer; Kopenhagen 1901, nicht zugänglich. Eine gute Besprechung findet sich in Justs Botan. Jahresber., Palaeontol. Arbeiten f. 1902, S. 775.

Ich halte mich im folgenden an die Ausführungen Passarges.

Von 7—8 m Tiefe hört höheres Pflanzenleben auf; nur Diatomeen, Bakterien, Pilze usw. kommen vor.

Passarge unterscheidet in der Pflanzendecke: a) die Schilfformation, b) den Pflanzenrasen, c) die Tiefenzone.

1. Die Schilfformation ist auf das Vorland mit 2—2,5 m Tiefe beschränkt. Von Bodenpflanzen sind *Chara*-Arten allein oder Characeen besonders wichtig. Algen überziehen alle möglichen Gegenstände.

2. Den Pflanzenrasen teilt Passarge ein:

a) der gemischte Pflanzenrasen mit *Elodea canadensis*, *Potamogeton obtusifolium* usw., Characeen,

b) der *Chara*-Rasen, der sich nur in flachem Wasser befindet (an stillen Buchten) und die Ufer umrandet,

c) der *Vaucheria*-Rasen mit schwarz-grünen Fäden von *Vaucheria*, die mit 4 m beginnt, anfangs mit anderen Pflanzen gemischt ist, auch mit *Chara stilligera*, von 6 m ab aber die übrigen verdrängt und bis 7 m einen geschlossenen Rasen bildet.

Kleine Algen sind in a) bis c) vorhanden, spielen jedoch in c) keine Rolle mehr.

3. In der Tiefenzone bleiben nur noch Diatomeen, Pilze, Bakterien usw. übrig. Sie beginnt von 7 m Tiefe ab.

Von Tieren kommen besonders Fische (Hechte, Karauschen usw.) vor, die sich im Bereich der Pflanzendecke am liebsten aufhalten.

Von Gastropoden sind bemerkenswert:

Limnaea	*auriculata*	*Planorbis*	*corneus*
„	*ovata*	„	*vortex*
„	*truncata*	„	*albus*
„	*stagnalis*	„	*contortus*

Planorbis-Arten sind sehr häufig. Auch die Schnecken halten sich mit Vorliebe im Bereich des Pflanzenrasens auf. In der *Vaucheria*-Zone nehmen sie bereits ab; hier sind kleine dünnschalige Formen von *Valvata* und *Planorbis*, wenn auch nicht in großen Mengen, so doch stets anzutreffen. „In der Tiefenzone scheinen lebende Mollusken zu fehlen, außer der *Dreissena*."

Auch viele Würmer, Krebse, Larven, Käfer, Infusorien beherbergt die Pflanzendecke, am meisten die *Vaucheria*-Zone. In der Tiefenzone findet man meist nur *Chironomus* und andere Mücken.

Diesen Zonen entsprechen nach Passarge besondere Ablagerungsarten:

1. die Sand- und Geröllzone des Ufers,
2. der helle Kalkschlamm des *Chara*-Rasens.

Der weißlich-gelbliche Schlamm enthält viele Gase. Beim Schlämmen bleiben hohle Zylinder von *Chara*-Zweigen übrig, deren Hülle verloren ging. Bei Steinheim liegt Ähnliches vor. Schalen von Mollusken sind mehr oder weniger häufig. Die meisten sind zerbrechlich und zerfallen leicht. Stellenweise machen sie einen hohen Prozentsatz aus. Getrocknet ist der Schlamm hellgrau bis weiß wie feiner Kalkmergel (vgl. die Steinheimer Proben).

Die mikroskopische Beschaffenheit stimmt mit der vieler Steinheimer Sedimente überein: im wesentlichen organische, zersetzte Reste und kleine Kalkspatkörner. Von Ton ist keine Spur vorhanden, beim Auflösen resultiert eine braune, flockige Masse. Es werden Splitter von Kieselsäure erwähnt, die vielleicht mit den „hellen Körnern" einzelner Steinheimer Proben identisch sind (s. w. u.).

3. Der grünlich-graue Schlamm der gemischten Pflanzendecke unterscheidet sich von 2.

nur durch die größere Masse an organischer Substanz und geringerem Kalkgehalt.

4. Der schwarz-grüne *Vaucheria*-Schlamm.

5. Der Tiefenschlamm von 7—8 m Tiefe an ist hell bis dunkelbraun, marmoriert und gleichartig beschaffen. In ihm liegen vermodernde Blätter, Holz, Früchte, Bodenstücke, Muschelschalen (nicht Schnecken?), Larven, Diatomeen, Kalkkörner in wechselnder Menge.

6. Muschelbreccien (nicht auch Schneckenschalen?) finden sich im Bereich des gemischten Pflanzenrasens lokal. Die Schalen sind bröckelig; Passarge nimmt ein energisches Auflösen derselben an. Sie kommen in 6—7 m vor.

7. Die Wiesenschilfformation hat für uns keine Bedeutung.

Über die topographische Verbreitung der Schlammarten sagt Passarge u. a., daß der *Chara*-Schlamm kaum über 3 m tief geht und gerne Buchten erfüllt.

Der gemischte Schlamm kommt innerhalb des Pflanzenrasens vor. Den *Chara*-Schlamm umrandet er gewöhnlich in einer Tiefe über 3 m.

Lokal ist der *Vaucheria*-Schlamm verbreitet und findet sich in 5—7 m Tiefe.

Der Tiefenschlamm bedeckt den Seeboden von 7 m Tiefe ab.

Für die Entstehung der Schlammarten macht Passarge, da fast keine Einschwemmung zu bemerken ist, die Vegetation verantwortlich. Vor allem spiele die Kalk-„Ausscheidung“ (sprich: Abspaltung) der Pflanzen, besonders der Charen, eine Rolle, die oft ganz mit Kalk inkrustiert sind. Von großer Bedeutung sollen dabei die kleinen Algen sein. Auch höhere Pflanzen wie *Potamogeton*- und *Elodea*-Arten kommen in Betracht. Die Kalkablagerungen der ersteren sollen aus Kalkplatten bestehen, von denen anscheinend jede einer Zelle entspricht.

Kalkowski macht nach Untersuchungen der Jenaer Kalktuffbildungen nur die Algen für deren Bildung verantwortlich, was Passarge zu weitgehend erscheint.

Vaucheria scheidet keinen Kalk ab.

Die Kalkinkrustation soll mit dem Alter zu-, mit der Tiefe abnehmen, wobei die Beleuchtung ausschlaggebend ist.

Analysen bestärken Passarge darin, daß die Pflanzen in erster Linie den Schlamm bilden (hierüber s. w. u.).

Die Konchylien sollen den Kalkgehalt nicht erhöhen, da aller in den Schalen vorhandene Kalk bereits von den Pflanzen abgeschieden werde, der mit diesen gefressen wird. „Demnach ist der Kalk der Mollusken-Schalen im Grunde genommen nur eine andere Form des von den Pflanzen abgeschiedenen Kalkes.“

Daß mir diese Ansicht zu einseitig erscheint, habe ich bereits auseinandergesetzt.

Passarge kommt zu dem Schluß, daß der Schlamm des *Chara-* und gemischten Rasens ein Produkt derselben ist. Der helle Kalkschlamm (Seekreide) bildet sich besonders unter dem *Chara*-Rasen.

Der *Vaucheria*-Schlamm soll kalkarm sein, weil *Vaucheria* keinen Kalk absondert, doch enthält er immerhin bis 39,68% $CaCO_3$.

Den Tiefenschlamm faßt Passarge als eine Ansammlung von Detritus auf, an dessen Zusammensetzung Kot von Fischen, Tierleichen, Diatomeen, Plankton, zusammengeschwemmte Schlamm- und Pflanzenmassen beteiligt sind.

Nach Passarges Ansicht wandern die Sedimente, was der Autor auf die Tätigkeit der Winterstürme, Strömungen im See u. a. m. zurückführt.

Bei der Bildung des Tiefenschlammes wird aber auch meines Erachtens das gelöste Salz von Bedeutung sein, das unter bestimmten Bedingungen wieder ausfällt.

Danach nimmt also Passarge eine Abhängigkeit des Kalkgehalts der Schlammsorten von den betreffenden Pflanzen an.

So entspricht nach Passarge dem mittleren Kalkgehalt von *Elodea canadensis* (vier Untersuchungen), *Stratiodes aloides* (eine Untersuchung), *Myriophyllum* (eine Untersuchung), *Chara foetida* (vier Untersuchungen) von 59,96% $CaCO_3$ der mittlere Kalkgehalt von „Gemischten Schlamm“-Proben von 59,69% $CaCO_3$.

Der Kalkgehalt von vier *Chara*-Proben schwankt zwischen 65 und 70%, das Mittel von vier „*Chara*-Schlamm“-Proben beträgt 72,40% $CaCO_2$.

Ich stelle zwecks Kritik alle von Passarge analysierten Pflanzen den entsprechenden Schlammarten, in denen sie vorkommen, gegenüber:

Pflanzen	$CaCO_3$	Ort	jung: gemischt. Schlamm $CaCO_3$	Ort	jung: *Chara*-Schlamm $CaCO_3$	Ort
Elodea canadensis	53,11 %	Nesselpfuhl	46,89 %	Gr. Lychen	70,19 %	Knippscheere
	57,61	„				
	50,00	Oberpfuhl	56.84	Oberpfuhl	74,41	Zens
	53,11	Niederpfuhl	56,25	Gr. Lychen		
	56,34	Oberpfuhl	62,91	Oberpfuhl	76,70	„
	56,64	„	46,00	Gr. Lychen *Elodea*-Decke	80,36	„
	54,4 %	Mittelwert	46,84	do.	68,00	Oberpfuhl *Chara*, etwas *Elodea*
Chara foetida . .	64,61 %	Wurl	55,00	do. gem. Pflanzendecke	70,19	Oberpfuhl } mit Algen übersponnen, Characeen, Schilfrandnähe
	67,52	„	56,84	Oberpfuhl *Chara, Elodea, Stratiodes*	74,41	Zens
	59,73	„			77,00	Oberpfuhl
	64,61	„	60,00	Nesselpfuhl *Potamogeton, Elodea*	73,90 %	Mittelwert
	70,43	Oberpfuhl				
	70,00	Zens	64,00	Gr. Lychen		
	66,1 %	Mittelwert	65,50	Oberpfuhl *Elodea*		
Stratiodes aloides	60,00 %	Oberpfuhl	68,50	do. *Elodea*, Muschelschalen		
Myriophyllum . .	54,07 %	Zens	57,1 %	Mittelwert		
	61,69	„				

Vergleichen wir zunächst den gemischten Schlamm mit den in ihm vorkommenden Pflanzen, so ist klar, daß sich bei einer Abhängigkeit desselben von diesen der Ausfall des mittleren Kalkgehalts nach dem mehr oder weniger häufigen Vorkommen der verschiedenen Pflanzen richten muß. Bedauerlicherweise wurde *Potamogeton* nicht untersucht, obschon sie doch auch beteiligt ist. Da *Myriophyllum* in den Schlammproben nicht angegeben ist, so muß wiederum ein Vergleichsfaktor wegfallen.

Der gemischte Schlamm schwankt bezüglich des Kalkgehalts zwischen 46 und 68% d. h. um eine Differenz von 24% (der Mittelwert beträgt 57,1%), *Elodea* und *Chara*, die den Hauptanteil an der Zusammensetzung zu haben scheinen, zwischen 50 und 70%, d. h. um eine Differenz von 20% (der Mittelwert beider Pflanzen zusammen beträgt 60,2%).

Beim Vergleich des *Chara*-Schlammes mit *Chara* zeigt sich, daß dieser zwischen 68 und 80,36% schwankt (der Mittelwert ist 73,90%), der Kalkgehalt von *Chara* bewegt sich zwischen 59,73 und 70% (der Mittelwert beträgt 66,1%). Das sind Differenzen von 12 bzw. 10%.

Die 10% Differenz zwischen dem obersten Kalkgehalt des *Chara*-Schlammes (80%) und dem von *Chara* (70%) gibt doch zu Bedenken Anlaß.

Auffallend ist ja die schöne Übereinstimmung der Mittelwertzahlen des gemischten Schlammes und dem von *Chara* und *Elodea*.

Und doch bin ich von der Stichhaltigkeit derselben nicht überzeugt. Zunächst müßte doch, wenn wir PASSARGES Ansicht von dem Wandern der Sedimente akzeptieren, der Kalkgehalt des gemischten Schlammes gesteigert werden können.

Sodann wird aber der Inkrustationsgehalt für die meisten Pflanzen nicht angegeben; nur für *Elodea canadensis* von Nesselpfuhl und *Chara foetida* vom Wurl (Tab. I, 1 und 2) wird gesagt, daß die erstere gut, die zweite jedoch mäßig inkrustiert sei. Gerade diese Angabe würde, falls sie sich auf häufigeres Vorkommen bezöge, die obigen Zahlen schon umstoßen müssen, denn der Charenschlamm hat doch mehr Kalk als der gemischte Schlamm.

Ferner ist zu berücksichtigen, daß die Pflanzen den ausgeschiedenen Kalk bei unruhigem Wasser abschütteln können, wodurch der Kalkgehalt im Schlamm ebenfalls vergrößert würde, wie PASSARGE einen solchen Vorgang für *Potamogeton* für möglich hält.

Sodann sind die Molluskenschalen nur bei einer „gemischten Schlamm"-Probe angegeben, die unbedingt die Resultate beeinflussen müssen, wenn auch PASSARGE sagt, daß diese nicht direkt zur Kalkabscheidung beitragen; doch muß er zugeben, daß der Kalkgehalt durch sie erhöht wird. Die Anreicherung durch Schalen gibt PASSARGE mit 23% an, das ist aber ungefähr die Differenz, um die sich der gemischte Schlamm und der *Chara*-Schlamm unterscheiden bezüglich ihrer Mittelwerte.

Die Schalenbildung kann jedoch, wie ich früher schon auseinandersetzte, nicht nur auf das Abgrasen der inkrustierten Pflanzen zurückgeführt werden, sodaß sie direkt den Kalkgehalt der Ablagerungen erhöhen müssen.

Es ist nun fernerhin merkwürdig, daß der *Vaucheria*-Schlamm bis 39,68% Kalk enthält, obschon *Vaucheria* keinen Kalk abspaltet!

Es muß wohl auch als ein Fehler PASSARGES bezeichnet werden, daß er die kleinen Algen, die doch auch Kalk spalten, nicht berücksichtigt.

Wie wenig stichhaltig die Zahlen sind, geht daraus hervor, daß PASSARGE a. a. O. S. 134 einen in Betracht kommenden Oberflächenschlamm, der zwischen 60,62 und 66,39% Kalk enthält, als der Zusammensetzung nach einem gemischten Schlamm entsprechend ansieht. Nun schwankt aber der $CaCO_3$-Gehalt von *Chara foetida* zwischen 59 und 70%! Wenn PASSARGE hinzufügt: „Tatsächlich ist er unter gemischtem Rasen gebildet worden", so dürfte dieser Schluß richtig sein.

Wie eingangs bereits erwähnt wurde, waren die vorstehenden Auseinandersetzungen zum Verständnis der Entstehung der Steinheimer Sedimente nötig. Ich habe nur das für diesen Zweck Wichtige verarbeitet, so weit es sich um die Petrogenese der fast rein kalkigen rezenten Süßwasserablagerungen handelt. Da Torfbildungen bei Steinheim nicht vorkommen, ließ ich sie außer Betracht. Die Sapropel- und Kieselsäure-Sedimente und ihre Entstehung bespreche ich gelegentlich in dem folgenden speziellen Teil.

II. Spezieller Teil.

Die einzelnen Steinheimer Sedimenttypen wurden eingangs des Kapitals aufgezählt; ich gehe zu ihrer Besprechung über.

1. Die Sedimentbreccien.

Die Sedimentbreccien bestehen aus mehr oder weniger eckigen, oft auch kantengerundeten Kalk- und Feuersteinbrocken, die durch kalkigen Zement verkittet sind. In den groben Breccien fehlen Versteinerungen, in den feineren kommen solche in mehr oder weniger guter Erhaltung vor. Doch sind stets Steinkerne vorhanden, da die Schalen aufgelöst sind.

Dieser Auflösungsprozeß muß vor der Verfestigung des Zements eingetreten sein, als dieses dank seiner schlammigen Beschaffenheit noch reichlich Wasser eintreten ließ. Dabei gingen die Schalen wohl vor allem als neutrales Karbonat in Lösung, das sich bei Verdunstung des Wassers in kleinen Kriställchen wieder ausschied und sich an die Stelle der Schalen legte.

Die Sedimentbreccien liegen nur am Rand des Beckens und sind selbstredend in geringer Tiefe abgelagert worden.

Im folgenden werden wir die Sedimentpetrogenese nur am Klosterberg studieren, da die Aufschlüsse am ehemaligen Seeufer zu schlecht aufgeschlossen sind.

2. Die Sprudelkalke.

Die Sprudelkalke sind ihrer zeitlichen Entstehung nach nicht von einem großen Teil der „Sande" (3) zu trennen, da diese zum Teil nur eine andere Fazies der ersteren darstellen. Bis zu den *Sulcatus*-, ja bis zu den unteren *Planorbiformis*-Schichten kommt es zur Bildung einer kalkigen und „sandigen" Fazies, die räumlich ineinander übergehen können, sich gegenseitig vertreten; manchmal stecken die Sprudelkalke als Klötze in den „Sanden". Tektonische Vorgänge haben das Bild kompliziert.

Ich halte es für angezeigt, die Sprudelkalke gesondert von den „Sanden" zu behandeln.

Sie machen, da sie am Rande des Klosterberg bastionartig herausragen und in der Pharionschen und Ederschen Grube weiter unten wieder herauskommen, zuerst nicht den Eindruck, als ob sie mit diesen zusammenhingen. Dem war aber ursprünglich so, doch tektonische Vorgänge rissen die einzelnen Teile aus dem einheitlichen Verband. Die Sprudelkalke wurden von Fraas und Branca (Das Kryptovulkanische Becken von Steinheim) als noch in ihrer normalen Lage anstehend betrachtet und den Profilen nach als Gehängetuffe angesehen.

Es entstand nun die Ansicht, als wenn ein terrassenförmiger Aufbau vorläge, wie dies Gottschick (a. a. O. 1920, S. 159) annimmt. D. h. doch, daß hier die Absätze eines vom Klosterberg herabstürzenden Gewässers vorliegen.

Demnach wären die Sprudelkalke ein Äquivalent des Gehängetuffs.

Dem widerspricht jedoch vieles. Wenn auch die dichten, oft ruppigen, meist ungeschichteten, manchmal schalig ausgebildeten Kalke teilweise keine Schichtung erkennen lassen, so kann eine solche doch sehr oft konstatiert werden. Und zwar verrät sich diese an der Süd- und Westseite des Berges durch die heute noch fast horizontale Lagerung der manchmal lagenweise vorhandenen Aragonitpartien. Eine solche kommt ja auch bei Gehänge-

tuffen dort, wo sich Absätze (Stufen) bilden, vor; doch sind da immer die räumlichen Ausmaße größer als am Klosterberg, und vor allem tritt dann die Kaskadenform in die Erscheinung, was am Steinheimer Vorkommen nicht der Fall ist.

Sprechen schon diese Umstände gegen den Absatz der Sprudelkalke aus fallendem Wasser, so beweist dies noch mehr das zahlreiche Vorkommen von Schnecken in ihnen, die, wie ich bereits auseinandersetzte, nicht in einem solchen vorkommen. Es sind Limnaeen und Planorben, die an r u h i g e s Wasser gewöhnt sind.

Auch die Charen, die sehr häufig in den Kalken sind, lieben stark fließendes Wasser nicht.

Der Klosterberg, wie er heute sich uns darbietet, war bei der Ablagerung der Sprudelkalke nur als flache, niedrige Insel vorhanden, die von den Quellwässern ganz überspült war, so daß man nicht mal von einer eigentlichen Insel sprechen kann.

Es bleibt danach nur übrig, den Absatz der Sprudelkalke als s u b m e r s anzusehen.

Daß durch die Quellen das Wasser gewellt wurde, braucht nicht besonders hervorgehoben zu werden, es wurde aber nicht dermaßen in Bewegung gesetzt, um den Schnecken den Aufenthalt unmöglich zu machen.

Nun beobachtet man, daß oft an den o b e r e n Teilen der Sprudelkalke unter dem „Mantel“[4]) M o o s bildung zu konstatieren ist, welche die spitzenförmige Struktur derselben an diesen Stellen bedingt. Daß die Moose am Grunde des Sees existiert hätten, ist ausgeschlossen. Vielmehr ist ihre Existenz so zu erklären, daß die Sintermassen riffartig in die Höhe wuchsen und kleine Kegel bildeten, auf denen sich das Moos ansetzen konnte. Über diese sprudelte nun das Wasser hinweg, wobei es als Ansatzmasse oder Kalkfänger des ausgeschiedenen Kalkes diente. Die hierbei entstehenden Sintermassen-Partien lassen sich dem Gehängetuff vergleichen.

Die Schnecken treten da gegenüber den submers gebildeten Kalken zurück.

Die gemachten Beobachtungen führen zu der Annahme, daß die Quellen zumeist u n t e r s e e i s c h waren, daß also unter den dadurch gegebenen Bedingungen der Kalkabsatz vor sich ging.

[4]) Unter dem „Mantel“ verstehe ich die oberste Lage der Sprudelkalke.

Sie lieferten stark kalkhaltiges Wasser, welches entweder nicht viel CO_2 enthielt, oder diese sehr bald nach Aufhören des Drucks und dank der unnormal hohen Temperatur verlor. Einer dieser beiden Fälle mußte eintreten, da sonst die Tiere nicht hätten existieren können, oder aber sie wären als Zwergformen degeneriert worden, wie dies HAZAI (Die Molluskenfauna von Budapest; II. Teil. Malakozool. Bl., N. F., Bd. IV) von *Tropidiscus marginatus* DRAP. aus einem stark kohlensäurehaltigen Thermalwasser angibt. Die Mollusken der Sprudelkalke sind jedoch recht kräftig entwickelt.

Daß das Wasser stark kalkhaltig war, geht auch aus der Dickschaligkeit mancher Limnaeen hervor. Das gemeinschaftliche Vorkommen derselben mit dünnschaligen Vertretern derselben Gattung ist vielleicht auf das Vorhandensein zweier Rassen zurückzuführen, die sich durch verschiedenartiges Aufnahme- bzw. Abgabevermögen des Kalkes zum Zwecke des Schalenbaues unterschieden.

Wahrscheinlich war der meiste Kalk als saures Salz gelöst, das durch die zum Kalkspalten besonders geeigneten und in den Sprudelkalken zum Teil massenhaft vorkommenden Charen in $CaCO_3$ umgewandelt wurde, wodurch die Sinter entstanden. Oft haben sie ihre Riefung verloren, wie dies auch PASSARGE von den Charen der Lychener Seen angibt.

Eine andere Algenform ohne Riefung kommt in den Sintern der PHARIONschen Grube häufig vor, die sich gegenüber der vorhin erwähnten *Chara* (der lebenden *Ch. contraria* verwandt) dadurch auszeichnet, daß sie nicht nur in losen Stücken, sondern prächtig erhalten gefunden wird. Sie über- und durchzieht die Schneckengehäuse nach allen Richtungen, sie zum Teil einspinnend. Von diesen kommen *Gyraulus tenuis*, *Pseudamnicola pseudoglobulus*, Limnaeen in Betracht. Ostracoden sind verhältnismäßig selten. Dieselbe Alge, die als *Chara inconspicia* bestimmt wurde, findet sich in großen Massen in den miocänen Süßwasserkalken des Adlersberg bei Nördlingen, wo die Pflanze gesteinsbildend auftritt. Um Charen handelt es sich jedoch nicht, da die quirlförmige Anordnung der Blätter fehlt. Ich werde sie in einem besonderen Artikel beschreiben.

Von kalkspaltenden Algen stammen wohl auch jene merkwürdigen Gebilde, wie ich sie in den Tenuiskalken der Klosterbergspitze fand. Auf der Oberfläche dichter, ziemlich schwerer, stark aragonithaltiger Varietäten der Sprudelkalke

ziehen sich Unebenheiten entlang, die den Gyri und Sulci des Gehirnes ähneln. Ähnliche Vorkommnisse beschreibt auch PASSARGE (a. a. O. S. 91) von den Lychener Seen, wo auf Geröllen *Rivularia pisum* Überzüge bildet, die wie aus grünen Erbsen zusammengesetzt aussehen. Sie sind stark mit Kalk infiltriert, der auf Steinen, Holz und allen möglichen harten Gegenständen eine dicke Rinde bildet. Um *Rivularia* handelt es sich bei den Steinheimer Stücken nicht.

Doch besteht eine große Ähnlichkeit mit den „Furchensteinen“, wie sie auf den postglazialen und rezenten Ufern des Bodensees vorkommen.

Allerdings sind die Furchen der Steinheimer Proben enger als die der echten Furchensteine (vgl. SCHMIDLE, Erl. zu Blatt Konstanz). Der Begriff der Furchensteine ist nur dort anwendbar, wo die Vertiefungen auf den betr. Körper selbst (Kalkstein) übergreifen und nicht nur wie bei anderen Gesteinen auf einer vegetabilen Zone verlaufen. Bei den alpinen Kalkgeröllen des Bodensees läßt sich die Grenze der helleren Kruste gegen das dunklere Gestein erkennen, was bei den Steinheimer Stücken nicht der Fall ist.

Es handelt sich hier auch nicht um Gerölle auf sekundärer Lagerstätte, sondern um anstehendes Gestein, das nicht ausgefurcht wurde, wie das bei den Bodenseesteinen der Fall ist. BRAUN, SCHIMPER und CHODAT machen Algen für die Enstehung der Furchensteine verantwortlich, die das Gestein zernagen; die Struktur desselben soll den Verlauf der Gänge bedingen. WESENBERG-LUND glaubt, daß die Algen die Gesamtoberfläche zerfressen, worauf Tiere ihre Gänge bohren und so dem Brandungswasser einen Weg für die auswaschende Tätigkeit vorschreiben.

Für die Bildung der in Frage kommenden Gebilde von Steinheim möchte ich annehmen, daß die Wuchsform der Kalk absondernden Algen, die uns jedoch nicht überliefert sind, die Gestalt und den Verlauf der Windungen bestimmt haben. Ich möchte hier auf verschiedene Abbildungen in WEEDS bereits zitiertem Werk (Format. of travertine etc.), besonders auf Taf. 86, hinweisen, welche eine ähnliche Gesteinsbildung, bewirkt durch Algen, zeigen, wie wir sie bei Steinheim finden. Nur ist der Maßstab ein viel größerer bei den Ablagerungen des Yelly Spring im Yellowstone-Park. Daß es sich hier um Kieselsinter, für dessen Entstehung WEED die Algen verantwortlich macht, und nicht um Kalkablagerungen wie bei Steinheim handelt, tut nichts zur Sache.

Die Quellen waren zum Teil eisenhaltig. Ferrihydroxyd findet sich in Schnüren und dünnen Bändern im Sprudelkalk und dürfte zum Teil auf die eisenhaltigen *Murchisonae*-Schichten, die am Klosterberg anstehen, zurückzuführen sein.

Besonders charakteristisch ist für die Sprudelkalke der Gehalt an Aragonit. Dieser tritt in Punkten und Schnüren von manchmal federartigem Habitus oder in Lagen und schließlich in der bekannten konzentrischen Ausbildung auf, welche Formen erzeugt, die Querschnitten von Belemnitenschalen nicht unähnlich sind, wie dies Branca von dem Aragonit von Böttingen sagt (Vulkanembryonen, S. 693.)

Der Dünnschliff zeigt folgendes Bild:

1. Sprudelkalk mit *Gyr. tenuis;* Klosterberg (Probe A).

Im auffallenden Licht zeigt der Schliff eine gelbbraune, homogene Grundmasse mit milchigen Flecken (Aragonit).

Bei durchfallendem Licht erkennt man mit stärkerer Vergrößerung zahlreiche eckige, oft etwas gerundete Kalkspatpartikel, die bienenwabenförmig, unregelmäßig aneinanderliegen. In diese Masse sind Charen- und Schalenbruchstücke eingesprengt; außerdem ziehen sich milchtrübe Aragonitschnüre mit konzentrisch struierten Lagen durch die Grundmasse hindurch. Oft haben sie amoebenhaften Habitus mit zahlreichen, manchmal an Pseudopodien erinnernden Ausläufern und Zacken. Der lagenhafte Aufbau kann bis in diese hinein verfolgt werden. Das Zentrum ist meist hohl, oft wird es aber von eckigen, glashellen Kalkspatkörnchen erfüllt.

2. Sprudelkalk mit *Gyr. tenuis;* Klosterberg.

Ausbildung wie bei 1.; nur sind hier die Aragonitindividuen rund und nicht amoebenhaft. Den konzentrisch-schaligen Aufbau zeigen auch sie deutlich. Dickere, dunklere und dünnere, durchscheinende Lagen wechseln miteinander ab; die letzteren sind vielleicht Kalkspat. Die einzelnen Scheiden werden von hellen, radialen Aragonitfasern durchkreuzt, die bis zum Zentrum reichen. Sie laufen in der Regel ohne Unterbrechung durch die helleren und dunkleren Teile hindurch, wenn auch manchmal eine Unterbrechung stattfindet.

Die einzelnen Individuen drängen sich aneinander und suchen sich gegenseitig fortzustoßen. Deshalb sind die meisten Kontrahenten nur noch teilweise vorhanden.

Die chemischen Analysen, die Herr Prof. MEIGEN ausführen ließ, zeigen die folgende Zusammensetzung:

	1. Sprudelkalk; Klosterberg Dicht, hellgrau, Lamellen, Arag., nicht in sphärischen Aggregaten Spez. Gew. = 2,57	2. Sprudelkalk; EDERS Grube Hellgrau, grobporös; z. T. brauner Überzug, etwas angewittert. Schalen von *Gyr. steinheimensis* und *steinheimensis/tenuis*
Unlöslich . . .	2,0 %	2,4 %
Fe_2O_3	2,5	4,0
$CaCO_3$	51,3	52,9
$MgCO_3$	42,8	40,6
	98,6 %	99,9 %

Auffallend ist der h o h e M g - G e h a l t, was für spätere Betrachtungen von Wichtigkeit ist.

Ich gebe noch das spezifische Gewicht einiger Proben:

1. Klotz in der PHARIONschen Grube (3 y); „Mantel". Ohne Aragonitdrusen; spez. Gew. = 2,75.
2. Sprudelkalk; Klosterberg. Ziemlich dicht, mit viel Aragonit; spez. Gew. = 2,93.

Während 2 das spezifische Gewicht des Aragonits (2,94) hat, weist der „Mantel" nur noch dasjenige des Kalkspates (2,72) auf, was auf A b k ü h l u n g des die oberen, wenig oder fast gar keinen Aragonit bildenden, Sprudelkalklagen absetzenden Wassers hinweist (siehe weiter unten).

Nachweisbar ist der Aragonit durch die MEIGENschen Reaktionen. Diese beruhen auf der mehr oder weniger schnellen Einwirkung des kristallographisch verschieden auftretenden $CaCO_3$ auf Metallverbindungen, wie Kobaltnitrat oder Ferrosulfat.

Läßt man gepulverten Aragonit auf Kobaltnitratlösung beim Kochen einige Zeit einwirken, so entsteht ein tief-violetter Niederschlag. Dieser tritt mit Kalkspat erst nach etwa zehn Minuten auf, da dieser auf Kobaltnitrat langsamer als Aragonit wirkt. Auch löst sich etwas mehr Aragonit in Wasser als Kalkspat.

Mit Ferrosulfat (auch mit MOHRschem Salz) entsteht bereits bei gewöhnlicher Temperatur mit ersterem eine tiefgrüne Färbung, während das Salz mit Kalkspat bräunlich wird.

Mit diesen Reaktionen muß man bei den Untersuchungen sehr v o r s i c h t i g vorgehen, da, wie MEIGEN zeigte und an einzelnen Beispielen ausführte, die Schneckenschalen, die ja in den Steinheimer Ablagerungen eine große Rolle spielen, aus Aragonit bestehen.

Ich habe die Untersuchungen erweitert und rezente sowie fossile Schneckengehäuse, besonders aus dem Steinheimer Miocän, auf ihren Aragonitgehalt geprüft.

	Vorkommen	Alter	Reaktion mit Eisensulfat	Reaktion mit Kobaltnitrat
Planorbis cornu	Lemförder Moor	rezent	+	+
– *pseudammonium* . .	Buchsweiler U. E.	Eocän	0	0
– *marginatus*	—	Moosbacher Sande	+	+
– *cornu*	Mörsingen i. Teuschbuch	rezent	+	+
Gyr. dealbatus	Steinheim	Kleinischicht (Miocän)	+	+
– *steinheimensis* . . .	„	Miocän	+	+
– *oxystoma* . . . . . (aus einem verkieselten Laib der Schwemmzone VII; Kalkgehalt gering)	„	*oxystoma*-Schicht Miocän	0	0
Gyr. oxystoma	„	do.	+	+
Limnaea stagnalis . . .	Kehl a. Rh.	rezent	+	+
– *palustris*	Federsee b. Schussenried	„	+	+
– *dilatatus* . . . . . (dickschalig, aufgeblasen)	Eders Grube Steinheim	Sulcatus-schicht Miocän	+	+
Gulnaria ovata . . . . (ziemlich angewittert)	Kehl a. Rh.	rezent	+	+
Gyr. planorbiformis . . .	Steinheim	Miocän	+	+
– *trochiformis*	„	„	+	+

Aus der Tabelle geht hervor, daß auch die Planorben- und Limnaeen-Schalen aus Aragonit bestehen, so daß man, wenn solche im Gestein vorhanden sind, erst Brocken ohne Gastropodenreste herausholen muß, um Sicheres über den eventuellen Aragonitgehalt des Sedimentes zu erfahren. So konnte ich nachweisen, daß der obermiocäne Kalk von Dächingen (Kr. Ehingen, Württ.) die Meigensche Reaktion zeigt, weil *Plan. cornu* drinsteckt. Holt man jedoch ein steriles Stück aus dem Stein, so zeigt dieses bei der Untersuchung die Meigensche Reaktion nicht.

Bei den Steinheimer Ablagerungen kann diese nur selten angewandt werden, da dieselben zum großen Teil aus Schneckenschalen, oft in fein zerriebenem Zustand, bestehen.

Auch der negative Ausfall der Meigenschen Reaktionen sagt oft nichts Bestimmtes über den ehemaligen Ge-

halt an Aragonit, da sich dieser in Kalkspat verwandeln kann oder unter bestimmten Bedingungen verkieselt wird (s. *Gyr. oxystoma* aus einem verkieselten Laib der Schwemmzone VII von Steinheim; vorige Tabelle).

Die Sprudelkalke bestehen nach den obigen Erläuterungen aus Kalkkörnchen, Aragonit, *Chara*- und anderen Algenstengeln, Schnecken- und Ostracodenschalen (letztere selten), die ganz oder in Bruckstücken vorliegen. Unter dem „Mantel" findet sich Moos.

Diagenetische Umwandlungen haben die organischen Überreste zum Teil in Steinkerne umgesetzt, die oft vollkommen verschwinden und von der Grundmasse aufgenommen werden. Diese Erscheinung kann man Schritt für Schritt verfolgen, so daß Steinkerne sozusagen in das Gestein überfließen. Diese Vorgänge sind auf die Wirkung des in Wasser gelösten CO_2 zurückzuführen, das noch vor der vollkommenen Verdichtung des Gesteins durch die Poren eindringen konnte. Das durch Fäulnis entstehende CO_2 dürfte kaum in Betracht kommen.

Daß dieser Prozeß nicht erst nach dem Kompaktwerden der Sintermassen stattfand, geht daraus hervor, daß die Steinkernbildung und die vollkommene Auflösung der Schalen an ganz harten, frischen Stücken auftritt und nicht etwa an das Vorhandensein von Spalten gebunden ist.

Weitere diagenetische Umbildungen haben die Verfestigung des ursprünglich porösen Sinters bewirkt, in dessen Poren Wasser zirkulieren und dieselben mit Kalkteilchen verstopfen konnte. Allgemein sind alte Travertine dichter als junge, was wohl nicht nur auf die geschilderten Vorgänge, sondern auch auf einen Druck, den die oberen auf die unteren Massen ausüben, zurückzuführen ist.

Übergang der Sprudelkalke in die „Sande".

Den Übergang von den Sprudelkalken zu den Sanden bildet der bereits öfter erwähnte „Mantel". Es ist ein mehr oder weniger dünnplattiger, oft recht eisenhaltiger Kalk, der durch das starke Zurücktreten von Aragonit ausgezeichnet ist. Charen fehlen oft ganz, Moos vollkommen. Dieses tritt unter dem „Mantel" auf. Das Gestein nimmt meist den Charakter echter Süßwasserkalke an, der Tuffhabitus fehlt.

Häufig beobachtet man Trockenrisse, die auf das Weichen des Wassers hindeuten (Pharionsche Grube).

Nicht selten fehlt die Mantelbildung, und zwar dort, wo die Sprudelkalke über den Seespiegel hinauswuchsen. Der „Sand“ lagert sich dann an die Riffe an, eine transgredierende Kalkbank zeigt das Erobern derselben durch das Wasser an.

Es ist klar, daß die Sprudelkalkbildung in der Nähe der Quellen am stärksten war, weshalb diese dort am mächtigsten sind und nach dem See zu abnehmen, wobei sie in „Sande“ übergehen.

Die Temperatur des die Sprudelkalke absetzenden Wassers.

Daß das Wasser, aus dem die Sprudelkalke abgesetzt wurden, nicht normale Temperatur hatte, geht aus dem Vorkommen von Aragonit hervor, weshalb man die geschilderten Kalke schon immer als Warmwasserabsätze ansah. Doch genauere Temperaturangaben wurden nie gemacht.

Um dies zu ermöglichen, haben wir die Bildungsbedingungen des Aragonit und außerdem die Voraussetzungen zu prüfen, welche die in den Sprudelkalken überlieferten Wasserorganismen an die Temperatur stellen durften, um sich in der Weise entwickeln zu können, wie es zur Zeit der Entstehung des Sinters der Fall war.

G. Rose (Über die heteromorphen Zustände der kohlensauren Kalkerde; Abh. d. Kgl. Akad. d. Wiss., Berlin 1856) wies als erster auf die Abhängigkeit der Bildung des kohlensauren Kalks als Kalkspat (wie im Tropfstein) oder als Aragonit (wie in den Karlsbader Sprudelkalken) von der Temperatur des Wassers hin. Versuche stärkten Rose in seiner Ansicht. Diese zeigten zudem, daß sich auch Kalkspat aus einer gesättigten Lösung bei höherer Temperatur abscheiden kann, wenn er von Kohlensäure umgeben wird. Aragonit bilde sich jedoch nur über 30°, darüber scheide sich immer mehr von dieser Kalkspatmodifikation als von hexagonalem Kalk aus; von 90° an entstehe nur noch Aragonit.

Die Annahme Roses, daß sich aus einer verdünnten Lösung bei normaler Temperatur nach mehreren Jahren Aragonit bilden könnte, korrigierte Vater (Über den Einfluß von Lösungsgenossen auf die Kristallisation des Kalziumkarbonats; Zeitschr. f. Krist. 1893—99), indem er zeigen konnte, daß es sich hierbei ebenfalls um Kalkspat handle.

Mindestens 30° sind nach VATER zur Ausbildung von Aragonit nötig.

MEIGEN (Beitr. zur Kenntn. des kohlens. Kalkes; Ber. d. Naturf. Ges. Freiburg, 1903) erhielt bei der Fällung des $CaCO_3$ aus kohlensaurem Ammoniak und Kalziumchlorid (konzentr. Lösung) in der Kälte Aragonit, allerdings von besonderer Ausbildungsweise.

Machte er den Versuch mit einer verdünnten Lösung, so entstand $CaCO_3$, dessen Übergang in Kalkspat oder Aragonit ganz von der Temperatur abhängig ist (a. a. O.) S. 13).

Fällungen mit $NaHCO_3$ ergaben ähnliche Resultate, wobei durch Verdünnung die Aragonitbildung zurückgedrängt wurde.

Aus allem folgt, daß Aragonit nur über 30°, Kalkspat hingegen bei jeder Temperatur entsteht.

Nun wird, wie mir Herr MEIGEN sagte, durch die Anwesenheit eines Mg-Salzes die Ausfällungstemperatur des Aragonit herabgesetzt.

Der Steinheimer Sprudelkalk enthält aber einen ziemlich beträchtlichen Prozentsatz an Magnesium ($MgCO_3$) (bis 42,8%), so daß die Temperatur des die Klosterbergsinter bildenden Wassers unter 30° gelegen haben könnte.

Daß es jedoch nicht normal warm war, dürfte evtl. aus dem vollkommenen Fehlen von Diatomeen hervorgehen, was übrigens für sämtliche Ablagerungen von Steinheim gilt. Diese Algen lieben kühles und klares Wasser, weshalb diese nach E. KEISSLER (Phytonplankton d. Traunsee; 1907) im kühlen Traunsee sehr häufig sind, wenn sie auch Sommertemperatur zur flotten Entwicklung nötig haben. Andrerseits hängt ihr Vorkommen zum Teil mit niedrigem Kalkgehalt zusammen, weshalb sie bei Zunahme desselben seltener werden (TOLF, Sv. Tidskrift 1902; S. 283).

Bei Steinheim wird in den Sprudelkalkwässern die höhere Temperatur die Diatomeen ferngehalten haben, während ihr Fehlen in den höheren Schichten, die bei normaler Wärme abgesetzt wurden — das gilt besonders für die *oxystoma*-Kalkschlammablagerungen — auf Konto des hohen Kalkgehalts gesetzt werden muß.

Welche Schlüsse lassen nun die vorhandenen Fossilien in den Sprudelkalken auf die Temperatur zu?

Die Charen beweisen nichts, da sie in kaltem, warmem und heißem Wasser existieren können, wohl aber die Gastropoden.

Wichtig ist die Angabe Hazais (Die Moll.-Fauna von Budapest, Malakkozool. Blätter, N. F., Bd. 3), daß er in Thermalwasser über 20—26° keine Mollusken mehr fand. Demgegenüber sagt der amtliche Bericht über die Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte in Kiel 1846, daß Limnaeen in Quellen, die bis 43° C haben, existieren.

Um nun der Lösung des Problems näherzukommen, habe ich die folgenden Versuche mit *Gyraulus albus*, einem nahen Verwandten von *Gyr. Kleini* bzw. *steinheimensis*, d. h. der Ausgangsform des Steinheimer „*Planorbis multiformis*“, unter welcher Bezeichnung die ganze Entwicklungsgruppe der Steinheimer Planorben zusammengefaßt wird, angestellt. Eigentlich hätte ich sie mit *Gyr. glaber*, der mit *Gyr. Kleini* identisch ist, machen müssen, doch stand mir dieser nicht zur Verfügung. Ausgeführt wurden die Experimente im zoologischen Institut der Universität Freiburg.

Die Exemplare von *Plan. albus* stammen aus langsam fließendem Wasser des Mooswaldes bei Freiburg i. B. — wo sie sich auf der Unterseite von Blättern aufhalten — und aus einem Tümpel der Kiesgrube am östlichen Ausgang des genannten Waldes an der Straße Hugstetten—Freiburg. Die Temperatur des Wassers betrug im Juli, als ich die Schnecken holte, 18° C.

Ich brachte die Tiere in ein geräumiges Aquarium mit Wasser von 18,8° C und fütterte sie mit Wasserlinsen.

Innerhalb mehrerer Tage wurde langsam auf 26° C erwärmt.

Am 10. Juli waren 30° C erreicht, wobei sich die Tiere wohlfühlten.

Datum	Temperatur
12. 7.	31—31,5° C
14. 7.	33° C, 6 Exemplare †
16. 7.	33° C
20. 7.	30,5° C
21. 7.	36° C; hier gingen die meisten Exemplare ein.

Zwischen 30 und 33° hielten sich die meisten Tiere gut weiter, da sie sich an die höhere Temperatur gewöhnt hatten. Ein Überschreiten dieser Wärme wird von einer großen Anzahl nicht vertragen.

Da Limnaeen in den Sprudelkalken eine große Rolle spielen, stellte ich ähnliche Versuche mit *Limn. ovata*, die ich einem Wiesengraben bei Hugstetten entnahm, an.

Die Tiere gewöhnten sich an eine Temperatur von 34° C, bei der sie noch laichten, gingen jedoch bei 38° C zugrunde.

Limn. stagnalis konnte 41,5° C Wärme vertragen, bei 30—32° C wurde gelaicht und Junge krochen aus, die sich gut entwickelten. Bei 45° C gingen die Schnecken ein

Die Versuche sind noch nicht abgeschlossen.

Da *ovata*-ähnliche Formen in den Sprudelkalken vorkommen, so darf man wohl den Schluß ziehen, daß die höchstzulässige Temperatur 34° C gewesen sei. Da jedoch der Verwandte von *Gyr. steinheimensis*, *Gyr. albus*, nur etwa 32° C gut verträgt, so dürfen wir diese Temperatur als die damals im Steinheimer Wasser — wenigstens dort, wo die Sprudelkalke abgesetzt wurden — herrschende ansehen.

Wir können jedoch an niedrigere Temperaturen denken, wenn wir den ziemlich hohen Magnesiumgehalt der Sinter berücksichtigen.

Durch die Versuche ist im Verein mit den Auskristallisationsmöglichkeiten des Aragonits nachgewiesen, daß es sich bezüglich der Wasserwärme keinesfalls um Thermen wie die von Karlsbad handelt, die bis 73,1° C haben können.

Die biologischen Versuche führten mich nun zu der Frage, ob die Erwärmung des vor der Entstehung der warmen Quellen vorhandenen kalten Seewassers eine relativ plötzliche oder langsame war.

Das letztere wird sich nach folgenden zwei Möglichkeiten richten: entweder waren die Sprudel zu Anfang nicht so warm wie später, aber stark sprudelnd oder gleich sehr warm, jedoch nicht sehr kräftig sprudelnd.

Daß der erstere Fall am meisten für sich hat, geht aus den mächtigen Absätzen gleich zu Beginn der Quelltätigkeit hervor. Sodann spricht aber das Vorkommen der Gyraulen in den unteren Partien hierfür, die sich unmöglich gleich an etwa 32° hätten gewöhnen können.

Dies sollen die folgenden Versuche zeigen, welche die starke Reaktionsfähigkeit des Herzens von *Gyr. albus* auf Temperaturerhöhungen beweisen.

Bei der Untersuchung ließ ich einen *albus* sich frei in einem Uhrschälchen bewegen und schob dies, den Bewegungen der Schnecke entsprechend, unter dem Binokular hin und her. Oder ich legte einen Objektträger über das Tier, so daß es sich nicht bewegen konnte.

Da die zweite Methode etwas Gewalttätiges an sich hat, so kommen Differenzen gegenüber den Resultaten der ersten Versuchsanordnung vor, weshalb ich nur die letzteren bringe.

Herztätigkeit des *Gyraulus albus*.

	Pulsschläge pro Min.	Temperatur
1. Exemplar	64, 64, 64, 60, 64, 64	18,8° C
2. „	64, 64, 64, 64	18,8° C
3. „	60, 60, 60, 60	18,8° C
	80, 76, 84, 80	20,5° C
	72, 68	22° C
	132, 92, 96 (Temp. etwas gesunken)	28° C
	160, 120, 112, 100 (Temp. auf 29° gesunken)	34° C
	72, 72	bei Rückgang auf 21,5° C

Nebenbei sei bemerkt, daß, wenn man das Versuchstier in zu wenig Wasser bringt, der Herzschlag öfter aussetzt, überhaupt unregelmäßig ist (in normal warmem Wasser!). Allzulange darf man ein und dasselbe Tier nicht zum Experimentieren benutzen, da der Sauerstoff des Wassers ziemlich rasch verbraucht wird.

Die Tabelle zeigt, daß die Herztätigkeit von 64 Pulsschlägen pro Minute bei 18,8° C durch eine Temperaturerhöhung um 10° auf fast die doppelte Pulszahl steigt. Bei 34° C sind die Schläge kaum zu zählen, werden sehr unregelmäßig und setzen schließlich für größere Zeitintervalle aus.

Ergänzend sei gesagt, daß *albus*, aus Wasser von 18° C direkt in solches von 30° C gebracht, sehr bald eingeht; ebenso verhalten sich andere Schnecken, z. B. *Limnaea stagnalis*. Anders ist es, wenn die Tiere langsam an höhere Temperaturen gewöhnt werden.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß *albus*, an höhere Temperatur gewöhnt, beim Herab- und Wiederhinaufsetzen derselben nicht die Herzschläge hat, die das Tier bei der jeweiligen Wärme nach der obigen Tabelle haben sollte:

a) *albus*, aus Wasser von 32,5° C genommen.

Pulsschläge pro Minute	Temperatur
64 64 60	25° C
60 60 64 60 64 64	28.5° C
68 68	31,5° C
72 76 72 68 68	30° C
68 64	31° C

Frisches Wasser wird zugesetzt:

Pulsschläge pro Minute	Temperatur
80 72 68	29° C
72	32° C
48 56 52 52	24,5° C
84 76	31° C
8 sehr unregelmäßig	22° C
fast keine Herztätigkeit	24,5° C

Das Tier hat sich in die Schale zurückgezogen.

b) *albus*, aus Wasser von 22° C genommen:

Pulsschläge pro Minute	Temperatur
100 100 100 100	21 C
100	23,5° C
108 124 132 140 128	27,0° C
128 136 128	28° C
148 144	29° C
144 172	32° C
168 180	32,5° C
144 180	33,5° C

Das Tier ist sehr unruhig.

92 92	30—29° C
52 44	28° C
40	26° C
40	29° C

Das Tier geht langsam ein.

Der Versuch a) lehrt, daß das Tier, einmal an eine höhere Temperatur gewöhnt, bei Temperaturschwankungen, die nicht über die einmal erwöhnte Wärme hinausgehen, ungefähr dieselbe Herztätigkeit innerhalb etwas weiterer Grenzen beibehält.

Ist es an eine von der ursprünglichen kaum abweichenden Temperatur gewöhnt (b), so reagiert es bei Erhöhung derselben sehr stark, bei manchen höheren Wärmegraden noch kräftiger, als dies beim allerersten Versuch der Fall ist.

Wenn die Experimente auch erweitert werden müssen, so zeigen sie doch deutlich, daß es physiologisch rein unmöglich ist, daß sich die Schnecken sofort an eine höhere Temperatur gewöhnen können.

Sie hätten im Steinheimer Becken nach der Entstehung der Quellen eingehen müssen, wenn die Sprudel, die gleich viel Wasser lieferten (s. o.), sofort eine bedeutend höhere Temperatur als der vorhandene kalte See besessen hätten.

Da die Schnecken bereits in den unteren Aragonit führenden Sprudelkalken vorkommen, so dürfen wir die Temperatur der zuerst geförderten Wassermassen nicht für so hoch halten wie dies wohl später der Fall sein konnte.

Die Tiefe des die Sprudelkalke absetzenden Wassers.

Wie ich bei Besprechung der Arbeit PASSARGES über die Seen von Lychen bemerkte, kommen die Charen in einer Tiefe von etwa 1—4 m vor.

Da die Sprudelkalke zum großen Teil echte Charen-Stöcke sind, so dürfte der See an den Stellen, wo die Sinter zum Absatz kamen, 1—4 m tief gewesen sein.

Wann begann der Absatz der Sprudelkalke?

In der EDERschen Grube steht unter den sandigen Sprudelkalkaequivalenten eine Partie stark wasserführender feinkörniger „Sande“ an, die *Gyr. steinheimensis* führen. Aragonit ist in ihnen nicht bekannt.

Einen Uebergang zu etwa gleichzeitig gebildeten Sintern kenne ich nicht. Die typischen *steinheimensis*, wie sie die oben erwähnten *steinheimensis*-Sande der EDERschen Grube führen, findet man in den Sprudelkalken stets in Gemeinschaft der nächstjüngeren Form: *Gyr. tenuis*. Meist handelt es sich auch gar nicht um *steinheimensis*, sondern um *steinheimensis/tenuis*.

Solange kein Uebergang der *steinheimensis*-„Sande“ zu den Sprudelkalken bekannt ist, möchte ich annehmen, daß deren Bildung erst n a c h der Ablagerung der ersteren einsetzte.

Zusammenfassung.

1. An der Zusammensetzung der Sprudelkalke beteiligen sich Kalkspat, Aragonit, Eisenoxydhydrat, Schalen, Algen und zum Teil Moose.

2. Sie sind zum größten Teil unter Wasser entstanden, da sie zum Teil horizontal geschichtet und Schnecken zur Zeit ihrer Entstehung in ihrem Sedimentationsrevier lebten, die nur in ziemlich ruhigem, aber nicht schnell fließenden Wasser existieren konnten.

Die Sprudelkalke, soweit sie heute noch vorhanden sind, wurden demnach nicht wie die Gehängetuffe an mehr oder weniger steilen Hängen gebildet. Nur die obersten Partien mit Moos weisen Aehnlichkeit mit solchen auf; sie sind durch Herabrieseln des kalkhaltigen Wassers über die riffartig erhöhten Sintermassen entstanden, wobei die Moose als Kalkfänger dienten.

3. Die Temperatur der Sprudel betrug 30—32° C. Zu Anfang war sie niedriger.

Gegen eine niedere Temperatur spricht das Fehlen der Diatomeen (?), für Übernormalwärme der Aragonitgehalt, gegen eine höhere Temperatur als 32° das Resultat der biologischen Versuche und der Mg-Gehalt der Sprudelkalke.

4. Nach dem Mantel hin macht sich eine Abnahme des Aragonitgehaltes bemerkbar, was auf Erniedrigung der Temperatur des betreffenden sedimentierenden Wassers hinweist.

5. Die Sprudelkalkbildung setzte erst nach der Ablagerung der *steinheimensis*-„Sande" ein; wenigstens spricht nichts dagegen.

3. Die „Sande" mit Kalkeinlagerungen.

Den durch große Festigkeit ausgezeichneten Sprudelkalken stehen die losen „Sande" mit Kalkeinlagerungen gegenüber.

Diese sind zum Teil Aequivalente der Sprudelkalke, die in horizontaler Richtung ineinander übergehen, zum Teil sind sie jünger als der größte Teil der Sprudelkalke. Im ersteren Fall führen sie dieselben Fossilie wie diese: vor allem *Gyr. steinheimensis/tenuis*, *tenuis* und *sulcatus*. Die jüngeren „Sande", die in der *trochiformis*-Zone stellenweise durch Tuffe vertreten werden, sind charakterisiert durch *Gyr. planorbiformis*, *planorbiformis/trochiformis* und *trochiformis*.

a) Was die Äquivalente der Sprudelkalke anbelangt, so kommen nicht nur „Sande", sondern auch typische Süßwasserkalke in Betracht. So sind die am Südhang des Klosterbergs vorkommenden hellbraunen, dichten Kalke, die sich durch das massenhafte Vorkommen von Limnaeen mit weißer Schale auszeichnen, aragonitfrei und als Süßwasserkalke der *tenuis*-Zeit zu bezeichnen.

Während nun die Absätze der unteren Steinheimer Schichten, also bis zur ältesten *planorbiformis*-Zeit, durch das Vorhandensein von Sprudelkalken und „Sanden" ausgezeichnet sind, von denen die ersteren am Klosterberg die Hauptrolle spielen, treten die „Sande" vom Erscheinen des *Gyr. planorbiformis* in den Vordergrund; Sprudelkalke von der Ausbildung 2 kommen überhaupt nicht mehr vor, nur Tuffe erscheinen in den *trochiformis*-Ablagerungen in untergeordnetem Maße.

Von der *planorbiformis*-Zeit an, füllen die „Sande" mit Kalkeinlagerungen die durch die Tätigkeit und den

Absatz der warmen Quellen geschaffenen Depressionen der alten Sinter aus, die Riffklötze ragen einige Zeit über die „Sande“ hinaus, werden aber schließlich auch bedeckt.

Zunächst sollen die „sandigen“ Aequivalente der Sprudelkalke besprochen werden. Die Kalkeinlagerungen, nicht oder wenig aragonitführend, sind ihrer Zusammensetzung nach nicht von den „Sanden“ verschieden. Während diese locker sind und sich durch das Vorhandensein von Quellgrus auszeichnen, worauf schon Gottschick aufmerksam macht, sind die Bestandteile in den Kalken zusammengebacken, der Grus tritt zurück. Oft kommt es nicht zur Ausbildung zusammenhängender Kalklagen, sondern nur von Linsen. Dies kann man in den *sulcatus*-Schichten der Pharionschen Grube gut beobachten.

Die betreffenden „Sande“ an dieser Stelle zeigen einen sonst in den „Sanden“ selten vorkommenden Bestandteil. Neben Kalkspat- und Schalenpartikeln treten in ihnen Quarzteilchen mit limonitischem Überzug auf, wodurch die Sedimente oft rötlich gefärbt sind.

Nun beobachtet man an einer Stelle der Pharionschen Grube einen zweimaligen Wechsel der folgenden Schichtpakete: „Sande“, Kalke, tiefbraunes Tonband. Der Quarz-, Ton- und Eisengehalt stammt aus den hinter der Grube anstehenden Murchisonschichten, der Wechsel der Schichten deutet auf eine zweimal in der gleichen Weise erfolgten Sedimentierung hin. Die schwereren Quarz- und Kalkpartikel sanken zuerst nieder, bei Niedrigerwerden des Wasserstandes kamen die suspendierten Tonteilchen zum Absatz (Repetitionsschichtung), vgl.: Die Tektonik des Steinheimer Beckens.

Durch einen verhältnismäßig geringen Eisengehalt zeichnen sich die wenig oder gar keinen Aragonit führenden Kalke und „Sande“ der *tenuis*-Schichten bei und in der Ederschen Grube aus. Sie bestehen zum größten Teil aus Kalkspatpartikeln, Tuffbröckchen, kleinen Aragonitkonkretionen, Charenbruchstücken und Schalen von Wasser- und Landschnecken. Die letzteren entstammen den Sprudelkalken, die aus dem Wasser herausragten. Sie lebten an diesen Stellen und wurden später in dasselbe befördert; daß dies sehr bald nach ihrem Absterben eintreten mußte, daß die Schalen nicht lange dem Sonnenlicht ausgesetzt waren, geht aus der guten Erhaltung der Bänder hervor.

b) Ich wende mich zur Besprechung der „Sande“ der höheren Schichten. Daß diese in ruhigem Wasser

abgesetzt wurden, geht bereits aus der horizontalen Lagerung, der Führung von Limnaeen und Planorben und vor allem von Charen hervor.

Die Schichten haben Ähnlichkeit mit den lockeren Partien der Bachtuffe, wie sie u. a. von BORNEMANN (N. J. 1852, S. 31) aus dem Tuff von Gerode, und von BURGER (a. a. O.) aus den Tuffen des Echaztales (a. a. O.) beschrieben werden; sie stimmen vollkommen mit den „Sanden" überein, die DAVIS (a. a. O.) aus den Schlammablagerungen von Seen angibt.

Fast fossilleere Lagen wechseln mit solchen ab, in denen die Fossilien in großen Mengen angereichert sind. Durch die „Sande" hindurch streichen meist dünnplattige, oft bald auskeilende Kalkbänke. Nach oben macht sich ein Gehalt an „Konkretionen" bemerkbar, der an manchen Stellen dominierend wird. Noch weiter oben besteht das Gestein in der PHARIONschen Grube aus tuffartigen Partien, durch *Gyr. trochiformis* und *oxystoma* ausgezeichnet, die schließlich in plattige Kalke, mit „Sanden" abwechselnd, übergehen.

Der Zusammensetzung nach sind die einzelnen Gesteine nicht voneinander unterschieden. Die unteren Partien sind braun, die oberen weißlich, was aber nicht auf einen Unterschied im Eisengehalt zurückgeführt werden kann.

Dieser ist in einzelnen Lagen der *tenuis*-Schichten bedeutend, auch über dem „Mantel" oder noch in diesem ist er stellenweise stark. Ein gewisser Eisen- bzw. Mangangehalt verrät sich auch in den jüngeren Schichten, selbst wenn er chemisch kaum nachweisbar ist, durch das Auftreten mehr oder weniger großer Punkte und Dendriten, die jedoch oft nur auf die Gastropodenschalen beschränkt sind. Doch ist die braune Farbe nicht auf Eisen zurückzuführen, denn Ferrozyankalium gibt meist keine Reaktion. Selbst der dunkelbraune, dolomitisch aussehende Kalk J β (Prof. 3, spez. Gew. = 2,62) zeigt keine Fällungserscheinungen mit Schwefelammonium. Die Farbe wird durch bituminöse Häutchen, welche die einzelnen Partikelchen umgeben, hervorgerufen.

Hier möchte ich auf folgendes aufmerksam machen: Man findet in der Literatur öfters die Angabe, daß Tuff beim Auflösen in HCl eine braune Flockung hervorruft. Ich habe daraufhin einige in Betracht kommende Gesteine, z. B. einen Bachtuff von Adelsheim, untersucht. Auch in

den Fällen, wo nachweislich kein Eisen vorhanden ist, tritt Flockenbildung auf. So auch bei sämtlichen unter 2. behandelten Proben.

Der Prozeß verläuft so, daß beim Auflösen in HCl eine starke CO_2-Entwicklung, verbunden mit Entweichen von bituminösen Gasen, einsetzt. Die Bläschen zerplatzen jedoch nicht, sondern vereinigen sich zu größeren Gebilden, die sich durch einen bräunlichen Glanz auszeichnen und über das Reagensglas hinauslaufen.

N a c h d e r CO_2 - E n t w i c k l u n g tritt die Hauptflockung ein, wie man das unter dem Mikroskop gut beobachten kann. Es handelt sich um organische Substanzen, deren flüchtigere Teile bereits durch die Kohlensäure ausgetrieben werden. (Näheres weiter unten.)

Dies betrifft sämtliche Steinheimer „Sande“ und Kalke in mehr oder weniger großem Maße. Die festeren Sedimente weisen meist einen beträchtlicheren Teil an gasförmigen B i t u m i n a auf als die lockeren; dies hängt damit zusammen, daß die ersteren die feinkörnigeren Vertreter der Ablagerungen darstellen, aus denen die gasförmigen Bitumina nicht so leicht wie aus den lockeren, gröberen Sedimenten entweichen konnten. Der hohe Bitumengehalt der Kalke und „Klebsande“ steht aber auch in Zusammenhang mit dem hohen Prozentsatz an F i s c h e n, die gerade in diesen Schichten vorhanden sind, während sie in den „Sanden“ seltener auftreten.

Daß es sich bei den besprochenen braunen Verbindungen tatsächlich um solche organischer Natur handelt, geht auch daraus hervor, daß beim Glühen eine schwarze, kohlige Masse zurückbleibt.

Daß stickstoff-, also eiweißhaltige Erzeuger der Bitumina vorliegen, zeigt die Blaufärbung von Lackmuspapier an, welches in das aus den Proben vertriebene Wasser gebracht wird. Daß hierbei nicht eine Kalkreaktion vorliegt, beweisen die NH_4Cl-Nebel, die in Berührung des austretenden Gases mit HCl entstehen.

Dunkle, bändertonartige Lagen mit Kohle- oder Torfresten kommen nicht vor, Blattreste gehören zu den größten Seltenheiten, so daß Verkohlungsprozesse ausscheiden bei den Steinheimer Ablagerungen. Zellulosereiche Organismen wie Sträucher, Bäume, die ins Wasser hätten befördert werden können, kommen für die damalige Zeit an der Stelle des heutigen Klosterberges kaum in Frage, da er ja meist zum größten Teil unter Wasser lag.

Ein weiterer wichtiger Bestandteil ist ein glasheller Körper, der für Quarz gehalten werden könnte.

Bringt man etwas „Sand" oder verwitterten Tuff der höheren Lagen mit einem Tropfen Wasser auf einen Objektträger, so fallen meist flache, manchmal auch kuglige, zum Teil gerundete helle Körner auf.

Bei Auflösung einer Probe in HCl bleiben diese zurück und lösen sich erst etwa 5—10 Minuten nach vollendeter CO_2-Entwicklung auf, wobei sich gallertartige Wolken bilden. Die braunen Bitumenflocken setzen sich ungefähr gleichzeitig ab.

Um Quarzkörner handelt es sich demnach nicht; Kalkspatkörner können es wegen der nicht eintretenden CO_2-Entwicklung auch nicht sein. Ich dachte an Humate. Die Humussäure muß eine stärkere Säure als CO_2 sein, denn sie löst Karbonate auf und verwandelt sie in Humate. Ich stellte mir den Vorgang des oben geschilderten Prozesses so vor: Die leichter löslichen Karbonate werden von der HCl zuerst, die schwerer löslichen Humate erst nach längerer Einwirkung angegriffen. Doch kommt Humussäure für die Entstehung der „hellen Körper" nicht in Betracht, weil Moore oder Wälder am Klosterberg nicht existierten.

Höchstwahrscheinlich handelt es sich um fettsaure Kalziumsalze (Seifen), denn, löst man den Kalk der Proben auf, so daß nur noch die hellen Körper zurückbleiben und wäscht ihn so lange aus, bis keine Cl'-Reaktion mehr vorhanden ist, und bringt dann weiterhin auch die betreffenden Körper zur Auflösung, so fällt mit $C_2O_4(NH_4)_2$ oxalsaures Kalzium aus. So muß denn auch ein Teil des in den Analysen auf $CaCO_3$ berechneten geglühten CaO auf die fettsauren Salze bezogen werden (vgl. die Analysen am Schluß).

Die „hellen Körper" machen einen wesentlichen Bestandteil der „Sande" usw. aus und sitzen auch reichlich auf den Schalen der Gastropoden und Ostracoden.

Kieselsäure spielt in den oberen Lagen eine nicht unwesentliche Rolle, und zwar tritt sie nur in den Kalken auf. Diese sind zum Teil mehr oder weniger von ihr infiltriert, was sich an angewitterten Stücken durch den Glanz und die Glätte der Oberfläche und durch das vorzügliche Herauswittern der Fossilien bemerkbar macht. Das Gestein hat phonolithartigen Klang und ist etwas härter als der gewöhnliche Kalk. Besonders deutlich wird das Vorhandensein von Kieselsäure, wenn sie aus dem Gestein herausschwitzt. Sie sitzt dann in gekräuselten, grünlichen

Gebilden auf diesem. In ihnen liegen grüne F a d e n a l g e n, die stellenweise nicht selten sind.

Die Frage nach der Herkunft dieser Kieselsäure ist nicht einwandfrei zu beantworten. Zunächst könnte man annehmen, daß sie aus den oberen Kieselsäurekalken mit *Gyr. oxystoma* und *revertens* nachträglich in die unteren Lagen gelangte. Doch ist dann unverständlich, warum sie sich nicht auch in den „Sanden“ ausschied, sondern nur in Kalken, daß sie, mit anderen Worten, auf bestimmte Lagen beschränkt ist.

Bei den *trochiformis*-Tuffen könnte man an Ausscheidung aus warmen Quellen denken.

Die kieselführenden Malm-Gesteine kommen nicht in Betracht, da sie am Klosterberg nicht vorhanden sind.

Einen weiteren wichtigen Bestandteil machen kleine, bis 1,0 bzw. 1,5 mm große K ö r p e r c h e n v o n r u n d e r, s p i n d e l - o d e r w a l z e n f ö r m i g e r G e s t a l t aus.

Meist kommen sie einzeln, nicht selten aber auch verwachsen vor. Doch hängen nie mehr als zwei solcher Cocons zusammen. Ziemlich häufig treten bischofstabförmige, an einem Ende eingerollte, seltener knäuelartig verschlungene Typen auf. Allen ist die bräunliche Farbe und das Vorhandensein von Poren und runden Löchern, die von bohrenden Algen herstammen dürften, gemein.

Die betreffenden Körper liegen mehr oder weniger häufig in den „Sanden“, an deren Zusammensetzung sie hervorragenden Anteil haben können, ebenso in manchen Kalken, aus denen sie oft gut herauswittern. Sie sind selten so dicht gepackt, daß sie einander berühren, was selbstredend nur in den Kalken einwandfrei konstatiert werden kann.

Da die losen, kleinen Individuen nicht zur Untersuchung des inneren Baues geeignet sind, mußte diese an Dünnschliffen von Kalken vorgenommen werden.

Da zeigt sich zunächst, daß die „Cocons“ nicht nur in der Gesteinsmasse, sondern auch innerhalb der Gastropodenschalen auftreten. Sie fallen schon durch ihre bräunliche Farbe auf.

In deutlichen dünnen Schliffen, die eine Kugel oder Spindel, letztere quer zur Längsachse, schneiden, erkennt man entweder einen sehr kleinen, hellen, runden Zentralraum, der in vielen Fällen durch K a l k s p a t ausgefüllt ist, manchmal aber auch h o h l bleibt. Um diesen Raum herum legen sich konzentrische, abwechselnd hellere und

dunklere Lagen, von denen die ersteren dünner als die letzteren sind.

Oft ist der Übergang vom hellen Zentralkörper zu den umhüllenden Schichten ein allmählicher, so daß dieser zunächst von einer matthellen Lage umgeben ist, die ihrerseits in einen dunkleren Mantel übergeht.

Deutlich treten feine helle, radial verlaufende Fasern hervor, die mit den länglichen Kristallkörnern identisch sind, die z. B. KALKOWSKY (Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein, diese Zeitschr. 1908) in den Oolithen des norddeutschen Buntsandsteins beobachtete.

Bei einem Teil der in der Längsrichtung getroffenen (nicht kugligen) Objekte hat der Zentralkörper elliptische Gestalt und ist deutlich vom umhüllenden Medium abgesetzt. Eine hyaline Zone umgibt ihn oft. Von dieser gehen manchmal Kalkspatkristalle nach dem Innern des Zentralkörpers, der nicht selten eine Ostracodenschale ist. Eine Radialfaserung ist in diesem Fall nicht zu beobachten, was wohl damit zusammenhängt, daß diese keine Fasern, sondern Plättchen sind, die hier längs getroffen sind. Auch bei längsgeschnittenen elliptischen Objekten sind konzentrische Ringe wahrnehmbar, von denen oft der äußere der dickste ist.

Ein anderer Teil der Körner zeigt im Zentrum einen durch Umkristallisation stark beeinflußten Körper, der sehr an die Schalen von Schneckenembryonen erinnert. Auch hier hat der „Cocon“ spindelartige Gestalt.

Alle beschriebenen Gebilde geben die MEIGENsche Reaktion nicht. Sie lösen sich vollkommen in HCl.

Nach der ganzen gegebenen Beschreibung kann es nicht zweifelhaft sein, daß wir es hier mit echten Ooiden, um KALKOWSKYS Ausdruck zu gebrauchen, zu tun haben, wenigstens bei den runden und spindelförmigen Typen.

Daß keine phytogene Entstehung, wie KALKOWSKY eine solche für die Ooide des norddeutschen Buntsandsteins annimmt, eine Ansicht, die LINCK (Über die Bildung der Oolithe und Rogensteine; Jen. Zeitschr. f. Naturw., 45. Bd., 1909) bereits widerlegte, vorliegt, ist für die meisten Fälle sehr wahrscheinlich.

Für die Bildung der Ooide von Steinheim gilt dasselbe, wie für viele derartige Vorkommnisse in Gesteinen anderer Formationen, daß die Organismen nur passiv beteiligt sind. Ob überhaupt Pflanzen dabei eine Rolle spielen, ist unwahrscheinlich.

Der kohlensaure Kalk „ist kein Stoffwechselprodukt von Organismen, und alle Organismenreste, die man darin findet, haben, abgesehen von der Kernbildung, keine aktive Rolle bei seiner Ausscheidung“ (Linck, a. a. O. S. 276). Ich glaube jedoch diese Ansicht auch auf die Kernbildung übertragen zu dürfen, denn die Ooidbildung setzt wohl erst nach dem Absterben des Organismus ein, wofür schon das Auftreten nur e i n e r Ostracodenschale in den Ooiden spricht.

Doch haben wir eine Ansicht Rothpletzs zu beachten, welche dieser 1892 (Über die Bildung der Oolithe; Botan. Zentralbl., Bd. 51, S. 265) ausgesprochen hat.

Am Ufer des Great Salt Lake im Territorium Utah liegen im Geröll und Sand sehr viel kleine, zum Teil von einer bläulichgrünen Algendecke überzogene Kalkkörperchen. Es sind nach Rothpletz Zellen von *Gloeocapsa* und *Gloeotheca*, die Kalk absondern sollen.

Dieser ist im Algenkörper eingeschlossen.

Die Strandkörper kommen in drei Formen vor: 1. als mehrere Millimeter große, knollige Aggregate, 2. als kuglig- bis eiförmige Gebilde ($^1/_3$ mm groß), 3. als länglich dünne Stäbchen ($^1/_2$ mm lang, $^1/_{10}$ mm breit).

Die Körper von der Ausbildung 2 bezeichnet Rothpletz als Oolithe, die ein ganz ähnliches mikroskopisches Bild wie die Steinheimer Ooide zeigen. Nur trifft bei unseren Vorkommnissen nicht das zu, was Rothpletz weiter sagt, daß nämlich nach Auflösung der Ooide vom Great Salt Lake die geschrumpften *Gloeocapsa*-Zellen zurückbleiben.

Ich glaube, daß es sich bei den dortigen Ooiden gar nicht um Bildungen im Wasser, sondern am Ufer handelt, denn *Gloeocapsa* kommt an feuchten Stellen auf Holz, Erde, Felsen usw. vor, scheint aber nicht ins Wasser zu gehen.

Rothpletz überträgt nun seine Resultate auf die Entstehung der Oolithe vom Strand des Roten Meeres, von wo sie Walther (Abh. d. Sächs. Ges. d. Wiss.; 14. und 16. Bd., 1888 u. 1891) beschrieben hat, und auf solche, die er im Lias der Vilser Alpen fand.

Die Großoolithe des Wettersteinkalks scheinen ihm den knolligen Algenkalken von Utah (2) analog entstanden zu sein, die bis 12 μ langen, von Bleicher aus den Eisenoolithen (Compt. rend. Acad. sciences, Paris 1892) herausgelösten Stäbchen, die Bleicher für Bakterien ansieht, könnten nach Rothpletz vielleicht auch Spaltalgen sein.

Da die Steinheimer Ooide, von denen die kugligen und spindelförmigen Gebilde am meisten Ähnlichkeit mit den unter 2 beschriebenen Formen haben, die Struktur von *Gloeocapsa*-Zellen keineswegs zeigen, außerdem aber im Wasser und nicht auf dem Strand entstanden sind, so nehme ich davon Abstand, sie samt und sonders als verkalkte *Gloeocapsa*-Zellen oder überhaupt als solche von *Croococcaceen* anzusprechen.

Die in Betracht kommenden Ooide können erst dann auf andere niedere Pflanzen, wie Bakterien, zurückgeführt werden, wenn deren Vermögen, Kalk aus $Ca(HCO_3)_2$ abzuspalten, erwiesen ist, wie das z. B. für Charen gilt.

Wie sind nun die Steinheimer Ooide mit einem Zentralbläschen zu deuten?

Im Yellowstone-Park werden Kohlensäureblasen von Kalk überzogen. In den Wasserleitungsgräben von Nauheim, die Mineralwässer vom Sprudel zum Gradierbassin leiten, werden Sauerstoffblasen, die Algen unter dem Einfluß des Sonnenlichts abgeben, von einer rostfarbenen Kalkschicht umgeben. Knop berichtet, daß man bei den so abgesetzten Sedimenten richtige Oolithbildung vor sich hat. Ähnliches hatten auch Theobald und Ludwig beobachtet. Karlsbader Erbsen sind zum Teil innen hohl, was auf Gas- und Luftbläschen zurückgeführt wird.

Auf solche Erscheinungen möchte ich die Bildung der runden Steinheimer Ooide mit hohlem Zentrum zurückführen. Die massenhaft vorkommenden Algen lieferten reichlich Sauerstoffblasen.

Zum Teil dürften auch Insekteneier in Betracht kommen, wobei ich auf eine Beobachtung Violet d'Aoust hinweise, die er an dem Ufer eines mexikanischen Sees machte. Milliarden von Insekten legen ihre Eier am Ufer ab, die Häute sollen sich nach dem Ausschlüpfen der Maden inkrustieren. Bei den größeren Ooiden kämen evtl. Eier von Wasserwanzen in Frage.

Die bischofstabförmigen und knäuelartigen Gebilde möchte ich vorläufig für inkrustierte Fäkalien von Schnecken ansehen; dem widerspricht nicht ihr Fehlen in den unter 3 zu behandelnden Kalkschlammablagerungen, wo auch Schnecken vorkommen. Dort fehlten eben die Bedingungen zur Erhaltung der Fäkalien, was vielleicht mit einem großen Reichtum an Bakterien zusammenhängt, die diese verarbeiteten.

An der Zusammensetzung der „Sande“ beteiligen sich ferner Grusbröckchen, die durch Verschmelzung von Kalkpartikeln und „hellen Körpern“ entstanden sind. Oft sind sie etwas größer als der Durchschnitt und umschließen nicht selten einen Hohlraum, der durch irgendeinen Pflanzenteil ausgefüllt gewesen sein muß. Phryganidengehäuse sind es nicht, denn die Zylinderchen verästeln sich manchmal. Die genannten Gehäuse sind auch größer.

In manchen „Sanden“ sind Bröckchen mit erdbeerförmiger Oberfläche von weißer oder brauner Farbe häufig. Sie kommen einzeln vor, überziehen aber auch oft die Schalen von Gastropoden bis zur Mumifizierung. Ostracodenschalen fand ich nie inkrustiert. Die genannte Erscheinung findet sich bei den in Bachtuffen vorkommenden Schneckenschalen sehr häufig. Ich stimme Miller bei, der den Überzug mit Algen in Zusammenhang bringt. Vielleicht kommen Rivularien in Betracht. Gottschick, der sich nur zum Teil dieser Ansicht anschließt, denkt an aragonitische Bildung. Doch konnte ich die Meigensche Reaktion nicht einwandfrei erhalten; dort, wo sie auftritt, können Spuren der inkrustierten Schalen diese veranlaßt haben.

Kleine nierenförmige Konkretionen, wie sie in manchen Proben recht häufig sind, sind zum Teil sphäroidisch ausgebildet, haben radial angeordnete Strahlen und geben die Meigensche Reaktion. Es handelt sich demnach um Aragonit. Zur Bildung von aragonitischen Fladen oder Aggregaten, wie sie für die Sprudelkalke typisch sind, kommen in den „Sanden“ mit *Gyr. planorbiformis* und *planorbiformis/trochiformis* nicht vor; nur in den *trochiformis*-Partien der Koppschen Grube liegen einzelne Aragonitplatten. Diese sind entschieden primärer Entstehung und deuten auf erneute Warmwasserzufuhr, worauf bereits Gotttschick a. a. O. aufmerksam macht. Die *trochiformis*-Exemplare, die in ihnen liegen, sind ganz besonders kräftig entwickelt.

Wie steht es nun aber mit der Bildung der sehr kleinen Aragonitpartikelchen in den unteren „Sanden“? Sind auch sie in warmem Wasser entstanden, das mindestens 30° C hatte?

Auffallend ist, daß die Sprudelkalke nur bis in die untersten „Sande“ reichen. In den übrigen *planorbiformis*- und *planorbiformis/trochiformis*-Schichten kommt es nicht

zu deren Bildung. Zur *trochiformis*-Zeit wurden nur Tuffe, die leicht zerfallen, gebildet.

Ich möchte für die Entstehung der kleinen Tuffpartikel annehmen, daß sie sekundär gebildet wurden. Nach Lincks Versuchen (Die Bildg. d. Oolithe und Rogensteine, N. J. 1903; S. 495) ist die Löslichkeit des Aragonits in kälterem Wasser größer als in wärmerem. Danach könnte aus den als Erhöhungen aus dem Wasser aufragenden älteren Sprudelkalken Aragonit in größerem Maße gelöst worden sein, und zwar durch solches, das nicht 30° zu haben brauchte. Nun ist die weitere Frage die, ob sich der gelöste Aragonit wieder als solcher in kälterem Wasser ausscheidet. Obschon m. W. darüber keine Versuche angestellt wurden, möchte ich es für unseren Fall annehmen. Wäre wärmeres Wasser dagewesen, so hätte es zur Bildung von Aragonitfladen oder aragonitischen (Sprudel-)Kalken in den unteren „Sanden" kommen müssen.

Die übrigen Bestandteile der „Sande" mit Kalkeinlagerungen sind organischer Herkunft. Von Pflanzen liegen Charen, zum Teil in großen Mengen, und zwar stets in Bruchstücken, und Fragmente der „*Chara inconspicia*" vor. Derselbe Erhaltungszustand charakterisiert die Charen der Lychener Seen (Passarge a. a. O.).

Die genannten Algen sind zum Teil vollkommen inkrustiert. Daß der Inkrustations-Prozeß nach dem Absterben weiterging, beweist die vollkommene Inkrustation der Fragmente, wodurch auch die freien Enden verstopft wurden. Daran sind vielleicht kleine Algen schuld, die die Bruchstücke überzogen. Die Stengel der „*Chara inconspicia*" fand ich nicht inkrustiert.

Von den Schichten, die *Gyr. planorbiformis* mit erhöhtem Apex führen, treten die Charen stark zurück. Auffallenderweise kollidiert dieser Rückgang mit dem Erlöschen der Limnaeen und dieses mit dem Auftreten der Konkretionen und Austrocknungserscheinungen.

Dieses Zusammenfallen spricht für einen kausalen Zusammenhang.

In den Tuffen nehmen die Charen wieder zu, die Limnaeen erscheinen jedoch nicht wieder. Die erstere Tatsache hängt wohl mit der durch die erneute Quellbildung verursachten Vertiefung des Wassers zusammen. Ueber das Ausbleiben der Limnaeen ist nichts Bestimmtes zu sagen.

Von Tierresten sind für die Zusammensetzung der „Sande" und Kalke die Gastropodenschalen wichtig, denen

manchmal die Hauptrolle am Aufbau zufällt. Limnaeen aus dem Formenkreis der *L. dilatata*, Gyraulen der Gruppe *multiformis*, *Pseudamnicola pseudoglobulus*, eingeschwemmte Landschnecken sind oft in unglaublicher Anzahl vorhanden. Die Schalen sind weiß, nicht angegriffen — oder mehr oder weniger kreidig, was auf den Einfluß verwitternder Faktoren hinweist; manchmal haben sie einen bräunlichen bituminösen Überzug, der wohl noch von der Kutikula stammt. Auffallend ist der oft hohe Prozentsatz an embryonalen Individuen, die bei dem kolossalen Geburtenüberschuß zugrunde gingen.

Eine sehr häufige Erscheinung sind runde Löcher, die auf Konto bohrender Algen zu setzen sind. Doch trifft man nie Schalen mit angefressener Oberfläche oder zerstörtem Apex, was in kleinen Tümpeln und Aquarien häufig beobachtet werden kann, besonders an Limnaeen und an *Planorbis cornu*. Dies zeigen auch Anodonten, besonders am Wirbel. Die genannten Erscheinungen haben natürlich mit Zerstörung der Schalenteile, welche etwa durch Wellenbewegung verursacht wäre, nichts zu tun, vielmehr sind sie auf die Tätigkeit von Bakterien zurückzuführen.

Nicht in allen Schichten sind die Gastropoden häufig, ja, sie können sogar fehlen, wie in der braunen, dolomitisch aussehenden Bank an der Grenze von *Planorbis trochiformis* zu *trochiformis*. In den betreffenden „Sanden“ fehlen sie ganz, in den festen Lagen sind sie nur in einzelnen Steinkernen vorhanden. Daß die Schalen nicht etwa früher in den „Sanden“ vorhanden waren und später zerstört wurden, geht aus der Anwesenheit zahlreicher Ostracodenklappen hervor.

In den dichten, plattigen Kalken und in den „Klebsanden“, die sich durch einen großen Fischreichtum auszeichnen, treten die Schnecken stark zurück, was entweder damit zusammenhängt, daß die Fische (*Leuciscus*, *Barbus*) diesen stark zusetzten, oder daß das Wasser, welches die betreffenden Kalke absetzte, eine den Gastropoden nicht zusagende Tiefe hatte.

Sehr häufig sind auch Ostracoden, die Sieber (Württb. Jahresh. Bd. 61, 1905) beschrieben hat. Sie kommen mit und ohne Schnecken vor. So sind sie in den oben erwähnten Grenzsanden, in denen Gastropoden fehlen, sehr häufig. Auffallend ist, daß sie nie von einer Sinterkruste umgeben sind, was wohl mit der Kleinheit und vielleicht

auch mit der Beschaffenheit der Schalen zusammenhängt, denn die kleinen glatten Fragmente von *„Chara inconspicia“*, die embryonalen Schnecken mit kaum sichtbaren Zuwachsstreifen sind auch nie inkrustiert. Umgekehrt sind die größeren Gyraulen und die berippten Charenstengel häufig von einer Kruste umgeben.

Daß Fische in den „Klebsanden“ der unteren Partien und in den plattigen Kalken häufig sind, erwähnte ich bereits.

Bildung der „Sande“ der höheren Schichten.

1. Unterschied der Bildung der „Sande“ und plattigen Kalke.

Wir halten uns bei den folgenden Besprechungen vor allem an den PHARIONschen Aufschluß.

Zunächst ist zu betonen, daß Konglomerate bzw. Breccien in den Schichten über den Sprudelkalken — die Aequivalente derselben berücksichtige ich hier nicht — am Klosterberg fehlen. Die Möglichkeit der Bildung solcher Gesteine wäre nicht ausgeschlossen, da die harten Sprudelkalke das Material dazu hätten liefern können.

Doch müssen wir annehmen, daß bei und kurz vor dem Absatz der „Sande“ die Travertine eben erst verfestigt worden waren, bzw. noch ihren Verdichtungsprozeß durchmachten, daß ferner die Verwitterungseinflüsse auf das frisch gebildete Material nicht von großer Einwirkung sein konnten. So kam es nicht zur Bildung von Klüften und Spalten, die eine Lockerung des Gesteinverbandes herbeigeführt hätten, wodurch sich Stücke zur Breccien- bzw. Konglomeratverarbeitung hätten loslösen können. Sodann wäre aber auch der Wellenschlag in den Sprudelkalkwannen, die durch die „Sande“ ausgefüllt wurden, nicht intensiv genug dazu gewesen.

Die unteren „Sande“ sind zum großen Teil Ausfüllungsmaterial der Depressionen, zu deren Bildung die riffartig herausragenden Massen ihr Teil beigetragen haben. Ferner wurde der Kalkgehalt des die Rinnen und Tröge bedeckenden Wassers durch die Tätigkeit der Algen einer- und durch den Verdunstungsprozeß andrerseits als $CaCO_3$ ausgeschieden und abgesetzt. Die Schalen lieferten neben Charen einen Prozentsatz zur Bildung der „Sande“.

Im Gegensatz zu den losen „Sanden“ sind die plattigen Kalke dicht und fest.

Ein prinzipieller Unterschied besteht gegenüber den „Sanden“ bezüglich der Zusammensetzung nicht. Nur treten die Charen und Gastropodenschalen zurück; die ersteren können sogar fehlen. Einen Uebergang zu den Plattenkalken bilden in ihrer Konstitution die „Klebsande“, die sich durch äußerst feines Material auszeichnen, wie das bei den Plattenkalken auch der Fall ist.

Das Fehlen bzw. Zurücktreten der Charen deutet auf größere Tiefe des absetzenden Wassers hin. Dasselbe beweist die geringere Häufigkeit der Schnecken mit normal dicker Schale. Gehen Gyraulen in größere Tiefen, so wird die Schale dünner, wie wir es bei den betreffenden Vertretern dieses Genus in den *oxystoma*-Kalkschlammablagerungen sehen werden. Da auch Limnaeen, die nur in ganz geringen Tiefen vorkommen, selten sind, so spricht auch dies für Vertiefung des die Plattenkalke absetzenden Wassers.

Der feine Detritus dürfte zum Teil durch Strömungen transportiert worden sein.

Die genannten Tiefenunterschiede sind für die verschiedene Konstitution der „Sande“ und Plattenkalke verantwortlich zu machen. Da diese öfters mit einander abwechseln, so dürfte sich der Wasserstand, den Sedimenten entsprechend, verändert haben, was nicht unbedingt auf tektonische Bewegungen zurückgeführt zu werden braucht; Regenperioden und Quelltätigkeit bringen eine Erhöhung, trockene Zeiten und Nachlassen derselben eine Erniedrigung des Seeniveaus mit sich.

Die angestellten Ueberlegungen gelten selbstredend nur für Plattenkalke von größerer Ausdehnung.

2. Die „Konkretionen“.

Die Sedimente zwischen den *planorbiformis*- und *trochiformis*-Schichten sind durch das Auftreten von „Konkretionen“ ausgezeichnet, die zu ganzen Paketen anschwellen können, wobei der „Sand“gehalt oft stark zurücktritt.

Sie sind offenbar in seichtem, stark eintrocknendem Wasser gebildet worden, worauf schon die Anwesenheit von wulstförmig ausgebildeten Kalken hinweist, die sehr an die „versteinerten Pfeffernußscheiben“ erinnern, wie sie Senft a. a. O. S. 311 ff. aus den Süßwasserschichten von Langensalza in Thüringen beschreibt, die im übrigen bezüglich der Entstehung nichts mit diesen zu tun zu haben scheinen.

Die genannten Steinheimer Kalke bestehen aus zum großen Teil zerbrochenen und feinzerriebenen Schalenbruchstücken; vollkommen erhaltene Gehäuse sind selten.

Die „Konkretionen“ selbst sind lagenweise angeordnet und stecken im „Sand“ drin. Sie haben die Gestalt mehr oder weniger großer Kugeln, die mindestens 3—4 cm Durchmesser haben. Oft sind sie, was man auch an der Unterseite der plattigen Kalke beobachtet, mit Tuberkeln besetzt und sehen dann Morgensternen nicht unähnlich. Im übrigen haben sie alle möglichen Gestalten, wie dies von Lößkindeln her bekannt ist.

Was nun ihre Entstehungsart anbelangt, so liegt natürlich der Vergleich mit den letzteren nahe.

Doch müssen wir uns vor Augen halten, daß im Löß neben Kalk noch ein bedeutender Ton- und Quarzgehalt (neben Glimmer) vorhanden ist. Dieser fehlt jedoch den Steinheimer „Sanden“.

Während nun beim Lößkonkretionsentstehungsprozeß nach Auflösung des Kalkes noch etwas übrig bleibt, was nicht durch Wasser gelöst werden kann, der Lehm, müßte bei den Steinheimer „Sanden“, da diese aus Kalk bestehen (bis auf die „hellen Körper“ und den Bitumengehalt), fast alles in Lösung gehen, wobei natürlich von den Sanden nichts bzw. wenig übrig bliebe.

Ein weiterer Unterschied besteht darin, daß die Kindelbildung nach der Ablagerung einzelner Lößpartien einsetzt, während bei Steinheim die „Konkretions“-Genese nicht nachträglich eintrat.

Die Bildung der Steinheimer Gebilde haben wir uns wohl so vorzustellen, daß einzelne Gehäuse (oder deren Teile) von Schlammteilchen bedeckt und zusammengebacken wurden, wobei sie durch die Tätigkeit des Wassers etwas gerollt wurden. Hierdurch war die Möglichkeit gegeben, daß die halberhärteten Gesteine mit anderen Konkretionen in Berührung kamen, wobei sie miteinander verschmelzen konnten. Für die damals noch nicht ganz vollzogene Festigkeit spricht das Auftreten konzentrierter Wulste, die durch das Absetzen und den Druck des schlammigen Breies hervorgerufen wurden.

Merkwürdig sind nun die Tuberkeln, die den Knollen oft aufsitzen, und die, wie gesagt, die ganze Oberfläche bedecken können.

Von konzentrischen Schalen ist im Schliff an den Auswüchsen nichts zu sehen.

Ich kann mir ihre Entstehung nur so vorstellen, daß bei irgend einer Lage der Knolle die Tuberkeln dank der lösenden Tätigkeit des Wassers auf der unteren Seite entstanden, ein Vorgang, der bei der Rollung des Gesteins schließlich auf die ganze Oberfläche übergreifen mußte. Wurden die Konkretionen nach ihrer Bildung nicht mehr bewegt, so war die Tuberkelbildung eine einseitige, wie das bei den festen Plattenkalken, von denen oben die Rede war, der Fall ist.

Eine andere Erklärung wäre die, daß die Geschwüre erst nach der Bedeckung mit feuchten „Sanden" entstanden, wobei die Adhäsionskraft des kalklösenden Wassers auf bestimmte Stellen konzentriert wurde.

Erwähnt sei, daß die Tuberkeln nur an Stücken, in denen die Schalenbruchstücke zu feinem Detritus verarbeitet sind, auftreten.

3. Die Tuffe.

Die Tuffe der oberen Lagen liegen zum größten Teil in den *trochiformis*-Schichten, reichen jedoch bis in den *oxystoma*-Horizont hinein.

In ihrer Zusammensetzung unterscheiden sie sich nicht von den Sprudelkalken, wohl aber in ihrer Mächtigkeit, Konstitution und dem Aragonitgehalt.

Nur in der Pharionschen Grube erreichen sie an der Westwand als feste Tuffe einige Mächtigkeit, zerfallen aber leicht zu „Sand", da sie nicht so stark verfestigt sind wie die Sprudelkalke. Sie sind zum Teil leicht verkieselt, ein Umstand, der mit dazu beiträgt, daß die einzelnen Partien unregelmäßig verwittern, wodurch sie ein löchriges, unregelmäßig zackiges Aussehen erhalten. Verhältnismäßig stark sind die Gastropoden, speziell *Gyr. oxystoma*, verkieselt. Der Gehalt an Aragonit ist in der Pharionschen Grube sehr gering, er fehlt manchmal ganz. Im Koppschen Bruch tritt er fladenförmig in den „Sanden" auf; hier ist fast kein fester Tuff vorhanden.

Charen sind sehr häufig, Moose konnte ich nicht mit Sicherheit nachweisen.

Schnecken, namentlich *Gyr. trochiformis* und *oxystoma* kommen in Massen vor. Landgastropoden sind ebenfalls häufig und beweisen, daß der Klosterberg damals eine Insel war, von der sie in die Tuffe eingeschwemmt wurden. Solche eingeschwemmten Landschnecken kommen nicht nur in den jungen Kalken Deutschlands, sondern auch in

solchen des Auslands vor. So zitiert STAUB (Die Flora d. Kalktuffs von Gánócz; Földtani Közlöni; Budapest 1893) aus den Kalktuffablagerungen des Komitats Szepes von Gánóz neben *Limnaea ovata* und *Planorbis spirorbis* in einem gelblichen, weißen Kalkschlamm *Helix pulchella, Succinea oblonga, Hyalina fulva, Pupa pygmaea* und *Pupa muscorum.*

Für die Bildung der beschriebenen Steinheimer Kalktuffe sind ähnliche Bedingungen wie für die Entstehung der Sprudelkalke verantwortlich zu machen. Sie sind, soweit sie heute vorhanden sind, wohl ganz unter Wasser abgelagert worden, das dieselbe Tiefe hatte wie das, welches die Sprudelkalke absetzte, worauf die Charen hinweisen. Daß es sich nicht um Gehängetuffe handelt, geht bereits aus dem massenhaften Vorkommen der Wasserschnecken hervor. Eine gewisse Bewegung des Wassers, wohl durch die Tätigkeit der Quellen hervorgerufen, ist anzunehmen, da die Fossilien zum Teil den Eindruck machen, als wenn sie zusammengestrudelt wären.

Die während der Ablagerung der „Sande" und Kalke herrschende Temperatur des Wassers.

Es sollen nur die über den Sprudelkalken liegenden Schichten berücksichtigt werden.

Zur Zeit der Bildung der „Sande" und Kalke bis zu den *trochiformis*-Schichten war die Temperatur des Wassers niedriger wie damals, als die Sprudelkalke zum Absatz kamen. Hierfür spricht das Fehlen von Aragonitfladen oder aragonitischer Kalke. Die kleinen Aragonitkörner können sekundär durch Auflösung des Aragonits der Sprudelkalke und späteres Auskristallisieren aus Wasser von normaler Temperatur entstanden sein. Erwähnt doch auch MEIGEN, daß Aragonitkügelchen in der Kälte bei 15° entstehen können.

Die Austrocknungserscheinungen von der *planorbiformis/trochiformis*-Zeit an sprechen für ein Versiegen der Quellen, wodurch auch die Zufuhr des etwa angenommenen warmen Wassers aufgehört hätte.

Zur Zeit der Bildung der *trochiformis*- und *oxystoma*-Tuffe muß die Temperatur wieder gestiegen sein. Sie wird den höchsten der in Betracht kommenden Wärmegrade an der Stelle der KOPPschen Grube erreicht haben, worauf die dort vorkommenden Aragonitfladen hinweisen. Dort dürfte das Wasser 30—32° C zeitweise gehabt haben.

Die Tiefenverhältnisse des die „Sande“ und Kalke absetzenden Wassers.

Zur Zeit der *planorbiformis*-Sandbildung wird sich das Wasser nicht über 3—4 m vertieft haben, wofür das massenhafte Vorkommen der Charen spricht.

Zur *planorbiformis/trochiformis*-Zeit tritt eine starke Erniedrigung des Seewassers ein, was die wulstförmigen Kalke und „Konkretionen“ beweisen. Das Versiegen der Klosterbergquellen wird wohl die Hauptschuld daran tragen.

Die plattigen Kalke weisen auf eine größere Tiefe als 3—4 m hin, was aus dem feinen Detritus, dem Fehlen der Charen und dem Zurücktreten der Gastropoden, besonders der Limnaeen, hervorgeht.

Zusammenfassung.

1. Die „Sande“ und Kalke der *tenuis*- und *sulcatus*-Schichten sind Aequivalente der Sprudelkalke. Die Sedimente der *planorbiformis*-, *planorbiformis/trochiformis*- und *trochiformis*-Ablagerungen sind jünger als diese.

2. Die „Sande“ und Kalke bestehen aus Kalkspatkörnern, Schalen von Gastropoden und Ostracoden, ferner aus Algenbruchstücken. Nicht unwesentlich ist stellenweise der Gehalt an „hellen Körpern“. An der Zusammensetzung der Sedimente beteiligen sich auch Ooide und Aragonitkörnchen. Die ersteren fehlen den *trochiformis*-Schichten. Der Bitumengehalt ist mehr oder weniger groß. Eisenoxydhydrat kommt eigentlich nur in den *sulcatus*-„Sanden“, an der Basis der *planorbiformis*-Schichten, Ton nur in den *sulcatus*-„Sanden“ der Pharionschen Grube vor. In den letzteren ist auch Quarz vorhanden, der in den übrigen „Sanden“ und Kalken fehlt.

3. Die „Sande“ sind in 2—4 m Tiefe unter einem Charenrasen, die plattigen Kalke in größerer Tiefe entstanden.

4. In den *planorbiformis/trochiformis*-Ablagerungen machen sich Austrocknungserscheinungen bemerkbar, die auf Versiegen des Wassers an diesen Stellen hinweisen.

5. Die „Sande“ und Kalke sind submerser Entstehung und wurden bei normaler Temperatur abgelagert.

6. Die Kalktuffe der *trochiformis*- und unteren *oxystoma*-Schichten verdanken ihre Bildung erneuter Quellentätigkeit. Sie wurden, soweit sie vorhanden sind, submers sedimentiert und weisen auf eine Wassertiefe von 3—4 m hin. Sie wurden teilweise (bei Kopp) bei einer Temperatur von etwa 30° gebildet.

7. Ein mehr oder weniger großer Kieselsäuregehalt ist den Kalken und vor allem den *trochiformis*-Tuffen gemein. Bei den letzteren ist er wohl mit den warmen Quellen in Verbindung zu bringen; ihre Herkunft in den Kalken ist unklar.

4. Die Kalkschlammablagerungen.

Über den Tuffen liegen bei Pharion „Sande" mit unregelmäßig gewundenen Knauern (zum Teil etwas verkieselt), die auf erneute Austrocknung hinweisen.

Darüber lagern Plattenkalke, mit „Sanden" abwechselnd, *oxystoma* und Fische führend.

Zu oberst nehmen die Plattenkalke zu, die „Sande" treten zurück; Verkieselung macht sich bemerkbar.

Die Charen erlöschen nach oben.

Die Kieselsäure dürfte mit damals eintretenden Störungen im Zusammenhang stehen; sie gelangte durch Spalten in das sedimentierende Wasser. Es bereitet sich die stärkste je stattgehabte Überflutung des Klosterberges vor.

Wir wenden uns jetzt zu dem südlichen Profil der Pharionschen Grube, dessen unterer Teil das schlammige Aequivalent der oberen Partie des vorigen Profils ist (in dem dieser Arbeit beigefügten Profil ist es Schicht 5).

Von nun an herrschen die hellen Kalkschlammablagerungen mit *Gyr. oxystoma* vor.

Bei näherem Zusehen zeigt sich, daß der helle, von schwärzlichen Schnüren durchsetzte *oxystoma*-„Klebsand" zu unterst nicht rein ist.

Graubraune Fetzen und Knollen eines weichen Materials, die außer *Gyr. oxystoma* den älteren *Gyr. trochiformis* und meist zerbrochene *Helices* aus den *trochiformis*-Tuffen führen, sind nicht selten.

Dies ist nur durch die Annahme zu erklären, daß der Klosterberg inselförmig aus dem See herausragte, wobei er Abtragungsgebiet war.

Doch muß er bald und ziemlich plötzlich unter Wasser gesetzt worden sein, wofür das sehr häufige Vorkommen von Säugerresten in diesen Schichten spricht.

Daß diese nicht etwa wie die oben erwähnten Schnecken aus älteren Sedimenten eingeschwemmt wurden, sondern (lebend) von der Überflutung überrascht wurden, geht aus dem sehr hohen Gehalt an gasförmigem Bitumen der

Schlammschichten hervor, der nur auf Fäulnis der Leichen zurückgeführt werden kann.

Schon beim Arbeiten am Aufschluß macht sich der intensive Bitumengeruch, an Petrolderivate erinnernd, bemerkbar, der unerträglich sein kann. Bei Regengüssen quellen aus dem Schlamm große Gasblasen heraus. Beim Auflösen in HCl bleibt ein beträchtlicher organischer Rückstand übrig, der beim Glühen Kohlenstoff zurückläßt. Das ausgetriebene Wasser reagiert stark alkalisch, was auf NH_3 [5]), Proteïnen entstammend, hinweist.

Bemerkenswert sind auch die schwarzen Schnüre, die durch den weißen Schlamm hindurchziehen. Diese dürfen jedoch nicht in Analogie gebracht werden mit den von HULTH (Über einige Kalktuffe aus Westergotland; Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala 1898, S. 89 ff.) im Tuff bei Skultorp auftretenden schwarzen Bändern, die einer Unterbrechung der Quelltätigkeit, also dürren Perioden, entsprechen.

Braunkohlenlagen sind innerhalb des Schlammes ebensowenig wie in den älteren Steinheimer Schichten vorhanden.

Wir haben es hier mit typischer Sapropelschlammbildung, die zum Teil auf das Faulen der Säugerkadaver zurückgeführt werden muß, zu tun. Hierauf komme ich noch zu sprechen.

Über die Zusammensetzung der unteren Schlammserie ist folgendes zu sagen: Sie besteht zum großen Teil aus Kalkpartikeln und Schalenbruchstücken; selten sind Quarzkörnchen (?). Die „hellen Körper" sind zum Teil häufig, Aragonit fehlt. Gröbere grusige Bestandteile sind nicht vorhanden.

Häufig sind die dünnen Schalen des *Gyr. oxystoma*, *Pseudamnicola pseudoglobulus*, die in einer Schicht sehr häufig ist, und Ostracoden. Landschnecken liegen nur auf sekundärer Lagerstätte in den oben erwähnten Knollen. Auffallend ist das Fehlen von *Chara*. Diatomeen fand ich nie.

In die Kalkschlammablagerungen ist die Schicht S eingelagert, die sich durch die bräunliche Farbe, zum Teil von Eisenoxydhydrat herrührend, auszeichnet. Der Verband ist ein lockerer; kleine, eckige Trümmer, aus den Tuffen stammend, sind nicht selten. Der Bitumengehalt ist geringer als in den übrigen Schlammschichten.

---

[5]) Mit HCl entstehen weiße NH_4Cl-Dämpfe.

Faunistisch ist das Auftreten von eingeschwemmtem *Gyr. trochiformis*, Landschnecken und Charen nebst *Gyr. oxystoma* bemerkenswert. Die Gastropoden liegen aber nicht nur in dem verunreinigten Schlamm, sondern in mehr oder weniger großen, bis über 1 m dick werdenden, stark verkieselten Laibern.

Auffallend ist, daß *oxystoma* und *trochiformis* gesondert in diesen stecken.

Knochen sind nicht selten. Sie liegen offenbar auf sekundärer Lagerstätte, sind also nicht mit den Kadavern eingeschwemmt, wofür der geringere Bitumengehalt spricht.

Wir haben es mit einer typischen Schwemmzone (S) zu tun, die auf ein inselförmiges Herausragen des Klosterberges hinweist.

Die Verkieselungserscheinungen sind wohl wiederum mit tektonischen Vorgängen in Verbindung zu setzen, die mit Bewegungen der Klosterberginsel im Zusammenhang stehen.

Schwer ist die Erscheinung zu erklären, warum die Schnecken nach Arten getrennt in den Laibern stecken. Gottschick, den ich Ostern 1920 darauf aufmerksam machte, meinte, daß da vielleicht etwas Ähnliches vorläge, wie er es an einzelnen Seen beobachtete, an deren Strand die Schalen nach Arten geordnet, also nach dem Gewicht durch Wellentätigkeit sortiert, herumlagen.

Die Schichten D sind „Klebsande", die zur Anfertigung von Kitt verwandt werden können. Sie sind aus feinem Schlamm (Gytje) entstanden; ihre Zusammensetzung ist dieselbe wie in den unteren Kalkschlammablagerungen. *Pseudamnicola* und *Gyr. oxystoma* sind selten, Charen fehlen.

Die Temperatur des die Schlammabsätze bildenden Wassers.

Das Fehlen von Aragonit spricht, worauf schon Gottschick hinwies, für normale Temperatur des Wassers. Das Fehlen der Diatomeen ist wohl auf den hohen Kalkgehalt zurückzuführen.

Die bei der Ablagerung der Schlammsedimente bestehenden Tiefenverhältnisse.

Für eine Vertiefung des Wassers gegenüber den oberen *trochiformis*-Schichten spricht das Fehlen der Charen, die geringe Dicke der *oxystoma*-Schalen, der äußerst feine

10*

Detritus der Sedimente und das starke Zurücktreten oder Fehlen der Grusbröckchen.

Während der Ablagerung der Schicht C war das Wasser wohl etwas seichter (C liegt unter D).

Wir haben anzunehmen, daß die echten Schlammablagerungen in einer Tiefe über 4 m abgesetzt wurden. Wahrscheinlich entspricht sie derjenigen, in welcher der *Vaucheria*-Schlamm der Lychener Seen gebildet wurde, wobei Tiefen bis zu 7 m in Betracht kommen. Ob es sich bei Steinheim um das Aequivalent desselben handelt, kann nicht entschieden werden, da *Vaucheria* fossil nicht erhaltbar ist.

Tiefenschlamm ist es auf keinen Fall, da Schnecken in den betreffenden Tiefen nicht vorkommen. Am tiefsten war das Wasser beim Absatz der Schicht D, denn in dieser sind Schnecken relativ selten.

Die Wasserzufuhr muß von außerhalb gekommen sein, denn am Klosterberg kennen wir keine zur Zeit der Kalkschlammablagerung tätigen Quellen.

Zusammenfassung.

1. Der *oxystoma*-Kalkschlamm zeichnet sich dort, wo er rein entwickelt ist, durch das Fehlen von Tuffbröckchen, Kalkbänken, Aragonit und Charen aus. Der starke Bitumengehalt ist z. T. auf die verfaulten Kadaver der Säuger, die in großen Mengen in den Schlamm gerieten, zurückzuführen.

Es handelt sich um Sapropelkalkschlamm.

Bemerkenswert ist die Schwemmzone S.

2. Die Temperatur des Wassers war normal.

3. Der Schlamm wurde in tieferem Wasser als die älteren Sedimente abgelagert. Tiefer als 7 m war es nicht, da von dort an Schnecken nicht mehr existieren.

4. Die Wasserzufuhr kam von außen, denn am Klosterberg kennen wir keine zur damaligen Zeit tätige Quellen.

5. Die Kieselkalke.

Durch erneute Quelltätigkeit am Klosterberg wurden die im See sich ablagernden Kalkschlammsedimente mit Kieselsäure imprägniert, wodurch die Kieselkalke entstanden. Bezüglich der Beschreibung möchte ich hier nur hervorheben, daß Aragonit am Klosterberg in ihnen fehlt. Am Knill kam solcher zur *revertens-supremus*-Zeit zum Absatz.

In der PHARIONschen Grube ruhen die ruppigen Kieselkalke auf verkieselten plattigen Kalken.

Die Fossilien *Gyr. oxystoma* und *revertens* sind großenteils zerstört. Sind sie vorhanden, so sind sie verkieselt. KNOP meint, daß die Verdrängung des Kalkes durch Ausscheidung von Kieselsäure aus GRAHAMscher Kieselsäure bei Zusatz von $CaCO_3$ erklärt werden könne (Die Kieselsäureabscheidung und Oolithbildung; N. J. 1874, S. 281 ff.).

Über die Verkieselung von Schalen hat CLEMM (Über die Verkieselung von Kalksteinen, insbes. diejenige des Muschelkalks im badischen Oberland, Inaug.-Diss. 1909) Versuche, und zwar an Klappen von *Cardium edule* (Aragonit) und von *Ostrea edulis* (Kalkspat) angestellt, die er mit Na_2SiO_3 zusammenbrachte. Bei Einleiten von CO_2 war der Gehalt an Kieselsäure bei den Reaktionsprodukten größer als ohne Zusatz von Kohlensäure. Bei Aragonit war der Umsatz bedeutender als bei Kalkspat. Es hatte sich bis auf einen Fall $CaSiO_3$ gebildet. Bei den Versuchen mit CO_2 hatte diese das letztere wieder zersetzt unter Bildung von $CaCO_3$ bzw. $Ca(HCO_3)_2$ und H_2SiO_3. Zum Verständnis gebe ich folgende Gleichungen:

$$Na_2SiO_3 + CaCO_3 \leftarrow CaSiO_3 + Na_2CO_3$$

Bei Zuleiten von H_2CO_3

$$CaSiO_3 + H_2CO_3 \leftarrow CaCO_3 + H_2SiO_3$$

Wichtig ist nun, daß in der Natur die verkieselten Kalke kein $CaSiO_3$ besitzen, woraus CLEMM den Schluß zieht, daß für die Verkieselung keine Natriumsilikatlösungen, sondern Kieselsäurelösungen „anderer Art" in Betracht kommen.

Die Schalen von *Gyr. oxystoma* zeichnen sich durch größere Dicke gegenüber denen der unteren *oxystoma*-Schichten aus. In den Plattenkalken sind sie oft nur als Steinkerne vorhanden; diese können aufgelöst sein. In den klotzigen Kieselkalken kommen sie nesterweise vor.

Der Kieselgehalt ist zugleich mit der Ablagerung des Schlammes in diesen geraten und hat ihn mehr oder weniger stark infiltriert. Wäre ihre Bildung eine epigenetische, durch spätere tektonische Vorgänge bedingte, so müßten auch die älteren Schichten verkieselt worden sein.

Wir haben uns vorzustellen, daß dank tektonischer Vorgänge den kieselsäurehaltigen Wässern ein Weg zum

See geöffnet wurde, in den sie hineinsprudelten. Die Kieselsäure kam mit dem Schlamm zum Absatz.

Daß die Quellen submers waren, geht daraus hervor, daß der Klosterberg unter Wasser lag. Dafür, daß alle Kieselschichten im See abgelagert wurden, spricht ohne weiteres das Vorkommen der Gyraulen.

Die Temperatur des die Kieselkalke absetzenden Wassers.

Daß die kieselsäurehaltigen Quellen warm waren, dürfte wohl sicher sein, auch wenn wir den lokal in höheren Kieselschichten auftretenden Aragonit des Knills vernachlässigen. Ich erinnere nur an die Kieselsinterbildung am Yellowstone-Park.

Doch so hoch wie bei dem amerikanischen Vorkommen dürfte die Temperatur der in Betracht kommenden Quellen nicht gewesen sein, denn an einen großen Temperaturumschlag hätten sich die an niedere Wärmen angepaßten Vertreter der Spezies *Gyr. oxystoma* nicht gewöhnen können.

Um die Frage jedoch einwandfrei beantworten zu können, müssen wir untersuchen, ob der Kieselsäuregehalt unbedingt mit höherer Temperatur susammenhängen muß. Daran schließt sich aber eine andere Frage: Wo kommt die Kieselsäure überhaupt her?

Ihre Bildung ist auf jeden Fall, wenn es sich um so große Mengen handelt, an das Vorhandensein von Silikatgesteinen geknüpft, aus denen sie mit Hilfe von $Ca\,CO_3$-haltigen Wässern, die zugleich $H_2\,CO_3$ führen, nach den Formeln S. 149 ausgefällt werden kann.

Solche Silikatgesteine liegen im Rotliegenden oder im Grundgebirge. Das erstere dürfte nicht in Betracht kommen, denn im Ries fehlt es auch. Das letztere stünde aber erst in einer solchen Tiefe an, daß wir für die Förderung der Wässer einen enormen Dampfdruck annehmen müßten, wie er etwa bei Geysiren herrscht. Daß hier aber von einem solchen nicht die Rede sein kann, geht schon aus der Anwesenheit der Schnecken hervor.

Wohl aber bringt uns der von Fraas und Branca angenommene Lakkolith der Lösung des Problems näher. Dieser muß sich ziemlich hoch, wahrscheinlich bis in die Juraschichten hinein vorgeschoben haben, denn sonst hätten sich die Druckerscheinungen nicht in dem Maße äußern können, daß selbst die Belemniten zerdrückt wurden.

Ich halte es nicht für ausgeschlossen, daß der Lakkolith teilweise noch im Dogger steckt.

Aus diesem Lakkolith muß der Kieselsäuregehalt der Quellen stammen, für deren Austritt Spalten sorgten.

Daraus würde sich eine übernormale Wassertemperatur gut erklären.

Ob kohlensaure Alkalien, die Kieselsäure leicht lösen, eine Rolle spielten, wie dies Passarge (Kalahari, Berlin 1904) für die Kieselsäurebildung der Wüsten annimmt, ist nicht ohne weiteres zu sagen. Doch spricht dafür, daß die genannten Alkalien bei Wasserverdunstung Opal und Chalzedon ausfällen, von denen ja der erstere in den Kieselkalken auch vorkommt.

Die letztere Betrachtung beantwortet nun gleich die obige Frage, ob Kieselsäurebildung unbedingt mit höherer Temperatur zusammenhängen muß, was demnach nicht der Fall zu sein braucht. Für niedere Temperatur spräche auch das Fehlen des Quarzes in den Kieselschichten, der nach Maschkes Versuchen über die Kristallisationsfähigkeit dieses Minerals (Pogg. Ann., Bd. 145, S. 549 ff.) „unter keinen Umständen bei gewöhnlicher oder wenig erhöhter Temperatur und bei gleichzeitig vorhandenem gewöhnlichen Druck aus wässerigen Lösungen“ gebildet wird.

Wenn auch dieser Satz keine allgemeine Gültigkeit hat, worauf Knop (Die Kieselsäureabscheidung und Oolithbildung, N. J. 1874, S. 281 ff.) aufmerksam macht, wobei er auf die kristallisierten Sandsteine hinweist, so trifft es doch im großen und ganzen zu.

Anders steht es mit der Bildung von Hyalith und Opal, die in den Kieselkalken häufig sind. Sie können wie Jaspis, Chalzedon und Feuerstein bei gewöhnlicher Temperatur entstehen.

Die Infiltration des Kalkschlamms mit Kieselsäure deutet nicht auf höhere Temperatur hin, wenn wir daran denken, daß aus Grahamscher Kieselsäurelösung, die durch Dialyse gewonnen wird, nach einiger Zeit bei normaler Temperatur $Si O_2$ ausfällt, was durch den Zusatz von $Ca CO_3$ beschleunigt wird.

Doch kommen wir um die Annahme höherer Temperatur nicht herum, wenn wir die Herkunft der Kieselsäure erwägen, die nur aus dem Lakkolith stammen kann.

Die Temperatur braucht 29° nicht überstiegen zu haben, denn der Natronsäuerling des Caesarbades von Royat in

der Auvergne setzt bei dieser Wärme mächtige Kieselbildungen ab.

Das Quellwasser konnte den See auch nicht gleich stark erwärmen; erst langsam stieg dessen Temperatur.

Die zur Zeit der Kieselkalke herrschenden Tiefenverhältnisse.

Die Tiefenverhältnisse zur Zeit der Kieselkalksedimentation dürften dieselben wie bei der Ablagerung des feinen Kalkschlamms gewesen sein. Vielleicht wurde das Seewasser durch die Tätigkeit der kieselsäurehaltigen Quellen noch vertieft. Doch über 7 m ist die Tiefe an der Stelle des heutigen Klosterbergs nicht hinausgegangen.

Zusammenfassung.

1. Die Kieselkalke sind Kalkschlamm, der mit Kieselsäure durchtränkt ist.
2. Sie wurden submers gebildet.
3. Die Kieselsäure entstammt Silikatgesteinen, die vermutlich dem Brancaschen Lakkolithen angehörten.
4. Sie wurde aus warmen Quellen ausgeschieden, deren Temperatur 30° nicht wesentlich überschritten hat.
5. Die Wassertiefe zur Zeit der Kieselkalkablagerung war ungefähr dieselbe wie sie bei der Bildung des feinen Schlammes herrschte.

Diskussion über die Frage nach dem Wechsel in der Zusammensetzung des älteren und jüngeren Sprudels.

Auffallend ist, daß die Steinheimer Sprudel zuerst kalkhaltiges, nach einer längeren Unterbrechung aber kieselsäurereiches Wasser lieferten.

Es gibt Beispiele junger Quellen, die einen solchen Wechsel ebenfalls zeigen.

So haben die von St. Allyre bei Clermont (24°) einen älteren, dichten Travertin und einen jüngeren zerreiblichen Tuff gebildet, die bezüglich des Gehalts an SiO_2, $CaCO_3$ und Fe schwanken. Ich entnehme die Analysen: J. Roth, allgemeine und chemische Geologie, I. Bd., S. 583, die aus Girardin, Annal. min. (3), 11, 1837 stammen. Sie zeigen auf 100 Teile:

	ältere Probe	jüngere Probe
$CaCO_3$	40,224	24,40
$MgCO_3$	26,860	28,80
Fe	6,200	18,40
SiO_2	9,780	5,20

Die übrigen Bestandteile lasse ich fort.

Hier nimmt der Gehalt an $Si O_2$ und $Ca CO_3$ ab, während Eisen stark zunimmt. Auf jeden Fall geht aus dem Beispiel hervor, daß die Zusammensetzung der Quellen im Laufe der Zeit wechselt.

Sehr überzeugend sind die Analysen der Ursprungsquelle (68,63°), die ich wiederum GROTH, a. a. O., S. 582 (NESSLER, Beitrag zur Statistik der inneren Verwaltung des Großherzogtums Baden, Heft 11, 1861, S. 44), entnehme. Die Ablagerungen bestehen aus einem älteren, fast überbauten Opalsinter vom früheren freien Abfluß und einem jüngeren Aragonitsinter „aus einer vom Ursprung ausgehenden Leitung".

	älterer Opalsinter	jüngerer Aragonitsinter
$Ca CO_3$	15,75	94,57
$Mg CO_3$	1,36	1,22
$Fe CO_3 + Mn CO_3$	2,83	1,95
$Si O_2$	72,36	0,75
$K_2 O$	1,53	0,19
$Na_2 O$	0,27	0,33
Organische Substanz . .	1,81	—
$H_2 O$	3,09	—
	99,00	99,01

Hier liegt der Fall umgekehrt wie bei Steinheim, indem die älteren Sinter am meisten Kieselsäure haben. Ob der Kalkgehalt der Kieselkalke von Steinheim den kieselsäurehaltigen Quellen oder nur dem im See abgesetzten Kalkschlamm entstammen, kann nicht erwiesen werden, tut aber auch hier nichts zur Sache.

Worauf im Einzelfall der Wechsel in der Zusammensetzung des Wassers zurückzuführen ist, kann von hier aus nicht entschieden werden. Daß oft ein Widerspruch in der Beschaffenheit der Quellen und dem Charakter ihrer Austrittstellen bzw. den passierten Gesteinspartien besteht, lehrt der Fall Karlsbad; hier zirkulieren die stark kalkhaltigen Wässer im Granit (KATZER, Geologie von Böhmen, 1892, S. 297 ff.). Allerdings gibt die Tatsache zu Bedenken Anlaß, daß die betreffende Scholle aus den mit Kreide und Tertiär erfüllten Gräben herausragt.

Für die Steinheimer Verhältnisse ist wohl anzunehmen, daß die Wässer der älteren, kalkreichen Sprudel nur mit Kalkpartien in Berührung kamen, während die der jüngeren, kieselsäurereichen Quellen in und auf dem Lakkolith zirkulierten. Es kommen wohl stets dieselben Spalten in Be-

tracht, so daß man vielleicht zur Erklärung des Wechsels in der chemischen Zusammensetzung der älteren und jüngeren Wässer die Vermutung äußern darf, der Lakkolith sei noch nicht vollkommen erkaltet gewesen und habe bei der Entstehung der Kieselquellen neue Intrusionen in die älteren Klosterbergsedimente, die vielleicht bis zu der betreffenden Spalte reichten, gesandt.

Die Bildung der einzelnen Ablagerungen.

Die Unterschiede, die zwischen den älteren tuffigen und den jüngeren schlammigen Sedimenten bestehen, hängen unbedingt mit verschiedenartigen Bedingungen der Bildung des Kalkes zusammen.

Ich erinnere daran, daß in den älteren Ablagerungen Charen und kleine Algen eine große Rolle spielen, die in den Kalkschlammschichten fehlen. Wenigstens trifft das für die Charen zu.

Bezüglich der tuffigen Sedimente haben wir wohl vor allem die kalkspaltenden Algen für die Bildung des nicht von Organismen herrührenden Kalkes verantwortlich zu machen, den sie aus dem doppelkohlensauren Kalzium abschieden.

Anders liegt das bei den Kalkschlammablagerungen, die ja etwa in solchen Tiefen zum Absatz kamen wie der *Vaucheria*-Schlamm der Lychener Seen. Das Fehlen der nicht erhaltungsfähigen *Vaucheria* bei Steinheim tut nichts zur Sache, da diese Pflanze keinen Kalk abscheidet, was vielleicht mit der Tiefe, in der ja wegen des Zurückgehens des Lichtes die Assimilationstätigkeit zurückgedrängt wird, zusammenhängt.

Wie kommt aber der Kalk in diese Sedimente? Eine Wanderung der Kalkpartikel von den Rändern oder Stellen, wo sie durch pflanzenphysiologische Tätigkeit hätten gebildet werden können, möchte ich nicht, zum mindesten nicht in dem erheblichen Maße annehmen, wie dies Passarge für die Lychener Seen tut.

Ich kann mir nur denken, daß in dem ruhigen Steinheimer Becken der als neutrales Salz gelöste Kalk zuerst an der Oberfläche des Wassers durch Verdunstung zur Ausscheidung kam und allmählich niedersank.

Wie ist nun die Tatsache zu erklären, daß die Steinheimer Ablagerungen mehr oder weniger hell sind, während doch die rezenten, frisch ge-

bildeten Seesedimente eine mehr oder weniger dunkle Farbe haben?

Von den Sprudelkalken sei hier abgesehen.

Passarge (a. a. O.) konnte feststellen, daß nach der Tiefe (unter dem Seeboden, nicht im See), also auch mit dem Alter der Kalkgehalt zu-, die organischen Stoffe hingegen abnehmen.

Zur Erläuterung gebe ich einen Teil der Tabelle V, S. 135, wieder.

Bohrloch II	Organische Substanz	$CaCO_3$	
Oberfläche	12,98[6]	66,39	gemischter schwärzlicher Schlamm
1 m Tiefe	9,16	78,89	
2,5 „ „	7,86	85,59	
Bohrloch IV			
Oberfläche	15,06	60,62	
1 m Tiefe	8,89	83,67	
2,5 „ „	5,13	91,32	

„Der gemischte schwärzliche Schlamm“ geht also „in der Tiefe in weiße Seekreide über unter Abnahme der organischen Stoffe und Zunahme des Kalkkarbonats“.

Die Farbenübergänge nach der Tiefe sind kontinuierlich.

Auch für die Steinheimer Schlammabsätze, die ja zum Teil ganz weiß sind, müssen wir eine Entstehung aus dunklem, bitumenreichen Schlamm annehmen, der beim Älterwerden organische Substanz verloren hat, während der $CaCO_3$-Gehalt zunahm.

Es fragt sich nun, wie diese Kalkanreicherung zustandekam. Bei der Sedimentation sterben eine große Zahl von Pflanzen, Schnecken, Ostracoden, Infusorien, Insekten usw. ab und werden vom Schlamm begraben. Durch Umsetzung der organischen Substanz (siehe weiter unten) wird diese zum großen Teil in Gase verwandelt, wodurch Platz für weitere Kalkteilchen wird, die sich an die Stelle der verwesten Körper setzen.

Wir haben uns nun mit dem Schicksal der organischen Stoffe zu beschäftigen, die

a) stickstoffhaltig,
b) stickstofffrei bzw. -arm

[6]) Diese Zahl entspricht derjenigen, die Ch. A. Davis (a. a. O. S. 492) auf den „unlöslichen Rückstand“ (11,19%) eines Schlammes bezieht.

vorkommen. Zu den ersteren gehören die proteïn- und fetthaltigen Substanzen der Tiere und bestimmter Pflanzen, zu den letzteren die Zellulose.

a) Die stickstoffhaltigen Körper, denen Bakterien nach dem Absterben in hohem Maße zusetzen, werden unter Vergasung vor allem in CO_2, Kohlenwasserstoffe und NH_3 umgesetzt.

Unter raschem Verfall verschwinden die Körper, wodurch die Abnahme der festen organischen Substanzen in den älteren Schlammsedimenten zum Teil bedingt ist. Die Gase werden von dem feuchten Schlamm absorbiert und entweichen gelegentlich mehr oder weniger schnell, was in der Natur durch Sommerwärme wesentlich beeinflußt wird. Daher der starke bituminöse Geruch der Trigonodusdolomite, der Orbicularisbänke, der Posidonienschiefer usw., der im Sommer besonders stark ist. Auch die Steinheimer „Sande“ und Kalke und vor allem die Kalkschlammablagerungen zeigen dies in äußerst starkem Maße, worauf ich bereits hinwies. Wird solch ein bituminöser Körper mit Salzsäure behandelt, so reißt die entstehende CO_2 die Gase mit sich.

Auch das NH_3 ist in den Steinheimer Schichten noch vorhanden, weshalb das beim Erhitzen austretende Wasser alkalisch reagiert.

Es kommt in den *oxystoma*-Schichten zu richtiger Sapropelkalkbildung, die das Auftreten schwarzer Schnüre veranlaßte.

Ohne hier das Problem der Sapropelbildung aufzurollen, das Potonié in seinen ausgezeichneten Arbeiten über diesen Gegenstand behandelt (Klassifikation und Terminologie der rezenten brennbaren Biolithe und ihre Lagerstätten; Abh. der Kgl. preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 49, 1906; Die rezenten Kaustobiolithe und ihre Lagerstätte, ebenda, N. F., Heft 55, 1908), wobei auch Stremme (Über Bituminierung, diese Zeitschr., 1907, S. 153 ff.) erwähnt sei, möchte ich doch die von diesem Forscher besonders hervorgehobenen Bedingungen zur Faulschlammbildung betonen.

Diese ist einerseits auf mehr pflanzliche, anderseits auf mehr tierische Herkunft zurückzuführen.

Zur Sapropelentstehung ist nötig: stagnierendes, dem Fäulnisprozeß günstiges Wasser mit stark entwickeltem organischen Leben.

Die Organismen hinterlassen wegen der durch das Zurücktreten des Sauerstoffs — namentlich am Boden — bedingten unvollkommenen Fäulnis einen festen Rest. Eine bedeutende Rolle spielt dabei das Plankton, das relativ reich an Fett ist. So enthält die kleine Alge *Microcystie flos aquae* (Wasserpflanzen zeigen bezüglich des Gehaltes an fetten Oelen Verwandtschaft mit Tieren) nach ENGLERS Untersuchungen 22% Fett bzw. Wachs. BRANDT (Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung des Planktons; wissenschaftl. Meeresunters., 1898) gibt für elf Planktonfänge für Fett und Proteïn 24,6 bis 62% an, auf aschenfreie Substanz bezogen. Auf diese Zahlen kommen 2,35 bis 11% Fett.

Sehr wesentlich ist, daß die Sapropelite oft weniger Fette enthalten als die Urmaterialien. Damit stimmt überein, daß die Steinheimer zurückbleibenden organischen Substanzen nur zum Teil in Aether löslich sind.

Im übrigen zersetzt sich das Fett bei geringer Durchlüftung wenig. Doch fehlt es da noch an Untersuchungen. POTONIÉ sagt (a. a. O., S. 113), daß die Fette der Sapropel-bildenden Organismen vielleicht zu den leichter zersetzlichen gehören.

Nun kann mit den Glyzerinestern (Fetten) in Gegenwart von Wasser eine Verseifung eintreten, was folgende Gleichung zeigt, wobei der starke Pfeil die Verseifung angibt:

```
CH2                          CH2
|\                           |\
| OH                         | OH
  H      CH3                   H
|/       |                   |/
C    +   |                   C
|\                           |\
| OH     C=O    ●——>         | OH + H2O
CH2       \     <——●         CH2
 \         OH                 \
  OH                           O
Glyzerin                      /
                             C=O
                             |
                             CH3
                          Ester (Fett)
```

Die Glyzerinester mit Palmitinsäure ($C_{16}H_{32}O_2$) und Stearinsäure ($C_{18}H_{36}O_2$) sind die pflanzlichen und tierischen Fette, die in der Richtung von rechts nach links verseift werden, wobei die betreffenden Säuren entstehen.

Wirken diese auf $Ca\,CO_3$ bei Anwesenheit von H_2O, so entsteht Kalziumseife unter CO_2-Entwicklung.

$$\begin{array}{l} CH_3 \\ | \\ C=O \\ \;\;\diagdown \\ \;\;\;OH \end{array} + Ca\,CO_3 \longleftrightarrow Ca\,(CH_3 \cdot CO \cdot O)_2 + CO_2$$

(Der Einfachheit halber gebe ich die Prozesse mit Essigsäure wieder.) Auf diese Weise kann der Fettgehalt zurückgehen, wobei die in Fettlösungsmitteln auflösbaren Substanzen abnehmen.

Neben den Fetten spielen die Proteïne bei der Sapropelbildung eine große Rolle. Bei ihrer Zersetzung entstehen ebenfalls Fettsäuren, die bei Anwesenheit von $Ca\,CO_3$ in Seifen verwandelt werden können. Ist viel Wasser vorhanden, so bildet sich unter Umständen Leichenfett (bestehend aus Fettsäuren, fettsauren Salzen und Fetten).

Da die Steinheimer „Sande" und Kalkschlammablagerungen die typischen Sapropeleigenschaften haben, so dürfen wir schließen, daß ihre Urmaterialien aus Fett- und proteïnreichen Stoffen bestanden. Diese entstammen Schnecken, Ostracoden, Fischen, Säugern, Charen und anderen Algen, Plankton und Exkrementen.

Wir dürfen mithin die betreffenden Sedimente als Sapropelschlamm bzw. Sapropelkalk ansprechen.

Zur Ergänzung sei gesagt, daß sich unter pommerschem Torf eine wachsähnliche Substanz, die aus dem Fettgehalt von Diatomeen hervorging, befindet. Sie enthält petroleumartige Kohlenwasserstoffe und ist ferner reich an Ammoniak, worauf sie einige Zeit ausgebeutet wurde. Es ist dies eine ähnliche Bildung wie bei Steinheim, nur fehlen hier, wie gesagt, die Diatomeen. Die obige Angabe entnehme ich: Deecke, Geologie von Pommern S. 248.

b) Den stark zersetzlichen proteïn- und fetthaltigen Körpern stehen die an stickstoffarmen oder -freien Zellulosemassen gegenüber, deren Zersetzung schwieriger vor sich geht.

Da auch die unter a) fallenden organischen Stoffe zum Teil Zellulose enthalten, so sollen sie hier kurz berücksichtigt werden.

Zur Braunkohlenbildung kommt es bei Steinheim nicht, was zunächst auf das Fehlen von zellulosereichen höheren Pflanzen zurückgeführt werden könnte.

Nun könnten ja immerhin auch Wasserpflanzen, die nicht ganz unter a) fallen, bei Steinheim existiert haben. Warum haben sie keinen Verkohlungsprozeß eingeleitet?

v. Post, Wesenberg-Lund, Passarge führen den Ausfall der Vertorfung in Seen auf Kotbildung zurück. Die nicht von Schnecken abgegrasten Pflanzen sterben ab und werden von der niederen Tierwelt gefressen, verdaut und in Kot verwandelt, der von Bakterien vergast wird.

Durch die in a) und b) geschilderten Prozesse wird der Ausfall von Kohlebildung, andererseits der Gehalt an Bitumina in allen Steinheimer „Sanden" und Schlammsedimenten hinlänglich erklärt.

Pollen von windblütigen Pflanzen oder Sporen von Farren, die ja auch zur Sapropelbildung beitragen (Ramann: Einteilung und Benennung der Schlammablagg. Diese Zeitschrift 1906, S. 174 ff.) (Fimmenitbildung) brauchen wir für unser Vorkommen nicht anzunehmen.

Analysen einiger Steinheimer Proben.

Die folgenden Analysen wurden so ausgeführt: 0,2—0,3 fein pulverisierte Substanz wurden 12 Stunden auf 110° C im Trockenschrank erwärmt. Hierbei verlor die an sich vollkommen lufttrockene Masse außer Wasser gasförmige Bitumina, deren absoluter Prozentsatz nicht festzustellen ist, denn schon im Aufschluß und beim Liegen an der Luft büßen die Proben je nach ihrer Dichtigkeit durch Verdunstung an Gasgehalt ein. Die dichten *oxystoma*-Schlammmassen halten die Gase kräftiger zurück und geben beim Erwärmen demgemäß weniger Gase ab:

Verlust einiger Proben an gasförmigen Bitumina, NH_3 und Wasser nach achtstündigem Erwärmen auf 60° C:

trochiformis-Sande (lose Konstitution)	0,08 $^0/_0$	Verlust
planorbiformis-Sande (lose Konstitution)	0,08	„
Unterer *oxystoma*-Schlamm (mitteldichte Konstitution)	0,05	„
Oberer *oxystoma*-Schlamm (sehr dichte Konstitution)	0,01	„

Sodann wurde etwa zwei Stunden bis zur Gewichtskonstanz vor dem Gebläse geglüht, wobei die flüchtigen Bitumina entwichen. Der Platintiegel verlor bei jeder Probe etwas an Gewicht, was bei der Berechnung berücksichtigt werden mußte. Berechnet man nun den Rückstand auf $CaCO_3$, so resultiert stets eine geringere Menge als wenn man ihn in HCl auflöst, mit Ammoniumoxalat fällt und wieder glüht, wie die Analysen 4, 8, 10 und 11 zeigen.

Analysen einiger Sedimente von Steinheim.

Probe und angewandte Menge	Geglühter Rückstand auf $CaCO_3$ berechnet	in %	Rest in %	$CaCO_3$ nach Ausfällung mit $C_2O_4(NH_4)_2$	in %	Rest in %	$MgCO_3$	in %	$FeCO_3$	in %	H_3PO_4
*1. Sprudelkalk (Klosterberg)	—	—	—	—	51,3	2,0	—	42,8	—	2,5	—
*2. „ (Eders Grube)	—	—	—	—	52,9	2,4	—	40,6	—	4,0	—
3. Untere Sande mit *planorbiformis* (Pharion) 0,3603 g	0,3517 g	97,61	2,39	—	—	—	—	—	—	—	—
4. Untere *planorbiformis*-Sande (Pharion) 0,2151 g	0,2105 g	97,86	2,14	0,2049 g	95,25	4,75	—	—	—	—	—
5. Kalkeinlagerung in den unteren Sanden (Pharion) 0,3358 g	0,3307 g	98,48	1,52	—	—	—	—	—	—	—	—
6. Klebsandeinlagerung in d. unteren Sanden (Pharion) 0,3536 g	0,2939 g	**83,11**	**16,89**	—	—	—	—	—	—	—	—
7. *trochiformis*-Schicht (Pharion) 0,3239 g . . .	0,3128 g	96,38	3,62	—	—	—	Spuren	—	—	—	—
8. *trochiformis-oxystoma*-Schicht (Pharion) 0,2038 g	0,1999 g	98,08	1,92	0,1977 g	97,00	3,00	—	—	—	—	—
9. Unterer *oxystoma*-Kalkschlamm (Pharion) 0,2327 g	0,2311 g	99,22	0,78	—	—	—	—	—	—	—	—
10. Oberer *oxystoma*-Schlamm (Pharion) 0,2993 g . . .	0,2979 g	99,53	0,47	0,2925 g	97,73	2,27	—	—	—	—	—
11. Oberer *oxystoma*-Schlamm (Pharion) 0,1921 g . . .	0,1867 g	97,18	2,82	0,1548 g	**80,58**	**19,42**	—	—	—	—	—

*) Analysen 1 und 2 ließ Herr Prof. Meigen im Chem. Laboratorium der Universität Freiburg i. B. ausführen, die übrigen Analysen habe ich im bodenkundlichen Laboratorium gemacht (stets doppelt).

Dies führe ich darauf zurück, daß die Salzsäure den letzten Rest Bitumen frei macht.

Auffallend ist nun das vollkommene Fehlen von Magnesium in den Sanden und im Schlamm, während der Prozentgehalt an Mg in den Sprudelkalken recht hoch ist, sodann die bedeutende Menge an Bitumina in den Klebsanden (6) und in den oberen *oxystoma*-Schlammablagerungen (11). Die Bitumina sind teils gasförmig, teils in festem Zustand (als Salze oder Fette) vorhanden. In letzterem Falle lassen sie sich als braune Masse durch H Cl isolieren.

Diese ist braunschwarz, auflösbar in konz. KOH, unlöslich in H Cl; sie hinterläßt beim Glühen eine weißgelbe Asche. Die oberen *oxystoma*-Schichten geben 1,38% gereinigte, getrocknete organische Substanz, die 27,85%[7]) Koks hinterläßt. Das übrige ist Ölteer, Wasser und brennbares Gas.

Das braune Bitumen ist oxydierbar und entfärbt im Laufe einiger Tage Kaliumpermanganat.

---

[7]) Sapropel vom Ludwigshof südlich des Stettiner Haffs hat 25,15, 33,3, solcher von Liebenmühl in Ostpreußen 29,97% Koks (Potonié, Klassif. u. Terminol. usw., 1906, S. 23).

Februar 1921.

Freiburg i. B.
Geologisch-paläontologisches Institut.

[Manuskript eingegangen: 1. Teil am 2. März 1921, 2. Teil am 15. Februar 1922.]

---

3. Über neue Fossilfunde aus der Trias von Göttingen*).

Von Herrn Werner Lange in Berlin-Friedenau.

(Hierzu Tafel I.)

1. *Psammolimulus Gottingensis*, nov. gen., nov. spec.
2. *Triadosialis Zinkeni*, Heer

} aus Mittlerem Buntsandstein von Bremke

3. cf. *Ophiolepis Damesi*, Wright — aus dem Rät vom „Kleinen Hagen".

Neue Fossilfunde aus dem deutschen Buntsandstein haben bisher mit Recht erhöhtes Interesse erregt. Galt doch der Untere und Mittlere Buntsandstein lange Zeit für fossilleer; und als sich in den letzten zwei Jahrzehnten herausstellte, daß einige bis dahin vereinzelt beobachtete Arten, besonders *Gervillia Murchisonae* und Estherien, eine weite horizontale und auch vertikale Verbreitung besitzen, blieb seine Fauna doch auf wenige Arten beschränkt, die — abgesehen von den genannten — in der Regel nur ganz vereinzelt gefunden wurden.

Von Branchiata waren, abgesehen von den weitverbreiteten Estherien, bis vor kurzem nur zwei Arten, nämlich *Limulus Bronni* und *Apus antiquus*, durch Schimper[1]) aus dem Volziensandstein des Unter-Elsaß bekannt geworden. Neuerdings wurde durch Bill[2]) eine reichere Crustaceenfauna aus diesen Schichten beschrieben, die neun Gattungen (elf Arten) umfaßt; darunter befindet sich auch der *Limulus Bronni* Schimper, von dem drei weitere Stücke gefunden wurden. Der Fund eines Limulus-Verwandten in norddeutschem Buntsandstein ist neu und beansprucht in palaeontologischer Beziehung besonderes Interesse, da das Stück einem ganz anderen Typus angehört als der den recenten sehr ähnliche *Limulus Bronni*, und zudem

*) Vortrag, gehalten in der Sitzung der Paläontologen-Vereinigung Berlin am 16. Februar 1921.

[1]) Palaeontologica alsatica. Mém. de la Soc. du Mus. d'hist. nat. de Straßbourg IV (1853).

[2]) Über Crustaceen aus dem Volziensandstein des Elsaß. Mitteil. Landesanst. Els.-Loth. 8 (1914).

Limulusfunde zu den größten Seltenheiten gehören. Kennen wir doch bisher nur 10 fossile Arten, die sicher hierher gehören und sich auf Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper, Jura, Kreide und Tertiär verteilen[3]).

Obwohl der recente Limulus Meeresbewohner ist, gestattet der Fund leider doch keinen sicheren Schluß auf die Entstehung des Sediments, da es nicht ausgeschlossen ist, daß ein Teil der geologisch älteren Formen Süß- oder Brackwasserbewohner gewesen sind. Über diese Frage hat sich unlängst STROMER v. REICHENBACH[4]) näher geäußert.

Von Insektenresten fanden sich bisher im deutschen Buntsandstein nur zwei Sialidenflügel, die aus Gödewitz bei Salzmünde stammen und von HEER[5]) unter dem Namen *Chauliodites Zinkeni* und *Ch. Picteti* beschrieben wurden. Der erneute Fund eines hierhin gehörenden Flügels dürfte gleichfalls Interesse erwecken.

Psammolimulus[6]) *Gottingensis*, W. L. (Taf. I., Fig. 1).

Das nur im Abdruck erhaltene und etwas verdrückte Stück besteht aus Cephalothorax und Abdominalschild; ein Schwanzstachel ist nicht vorhanden. Es ist 30 mm hoch und am Hinterrand des Cephalothorax 27 mm breit.

Der Cephalothorax ist halbkreisförmig, 16 mm hoch und noch schwach gewölbt. Am Stirnrand, an den Seiten wie am Hinterrand ist ein Randwulst erkennbar, der von einer 1 mm breiten Furche begleitet wird. Von einer Glabella ist an dem Abdruck nichts mehr zu erkennen; sie dürfte mithin nicht sehr ausgeprägt gewesen sein. Von den Hinterecken verläuft ein besonders auf der linken Seite deutlich erkennbarer Kiel nach vorn, die Wangen in äußere und innere teilend; er verliert sich auf halbem Weg zum Stirnrand. Zwei Höcker, die als Abdruck der Facettenaugen zu deuten sind, liegen ein wenig seitwärts vom Kiel auf den inneren Wangen. Von den Hinterecken verlaufen zwei 15 mm lange Wangenhörner schräg nach hinten und außen; sie werden durch einen scharfen

---

[3]) Daß *Limulus* auch schon im Zechstein vorkommt, wird durch einen Fund von G. KRAUSE erwiesen; von besonderem Interesse ist, daß dieser echte Limulit sicher marinen Ursprungs ist (nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn G. KRAUSE).

[4]) Über Molukkenkrebse. Diese Zeitschr. **59** (1907). 187.

[5]) Über die fossilen Kakerlaken. Vierteljahrsschrift der naturforsch. Ges. i. Zürich 9 (1864). 278.

[6]) ἡ ψάμμος = der Sand.

Kiel, der von den Hinterecken bis zu den Hornspitzen verläuft, geteilt. Randwulst und Saum sind auch auf den Hörnern erkennbar. Das rechte Wangenhorn ist etwas stärker verdrückt.

Das Abdominalschild weicht in seiner Form von der des echten Limulus recht ab. Es ist trapezförmig mit glatten, nach innen eingebogenen Seiten und mißt in der Höhe 14 mm, in der Breite an seinem Vorderrand 15 mm, an seiner schmalsten Stelle nahe dem Hinterrand 8 mm. Das Schild besteht aus einem Stück, von Segmenten, wie etwa bei *Prestwichia* findet sich keine Andeutung. An seinem Hinterrand befinden sich zwei nach außen strebende flossenartige Fortsätze von 5 mm Länge und 3,5 mm Breite an der Wurzel, von denen nur der rechte vollständig erhalten ist. Das Schild wird von einer 2 mm breiten Furche umsäumt, die sich auch auf die Flossen erstreckt, in ihrer Mitte dadurch einen Kiel bildend. Eine Rhachis ist höchstens andeutungsweise erkennbar.

Der Schwanzstachel fehlt, wie schon erwähnt, gänzlich, dürfte jedoch in Analogie mit allen bekannten verwandten Formen vorhanden gewesen sein.

Limulus Bronni SCHIMPER weicht besonders im Bau des Abdominalschildes und durch Ausbildung einer Glabella und Rhachis von unserer Form ab, wenn man das Fehlen der letzteren nicht lediglich auf den ungünstigen Erhaltungszustand schieben will.

Mit Rücksicht auf die von allen bekannten, zu Limulus gestellten Formen recht abweichende Gestalt des Abdomens dürfte die Aufstellung einer besonderen Gattung für vorliegende Form gerechtfertigt erscheinen.

Gattungsbeschreibung für *Psammolimulus* nov. gen.: Cephalothorax wie bei *Limulus*, Glabella nicht bekannt, Facettenaugen auf den inneren Wangen (?). Abdomen trapezförmig, mit nach innen eingebogenen, glatten Seitenrändern, aus einem Stück bestehend, anscheinend ohne Rhachis, Schwanzstachel nicht bekannt.

Triadosialis Zinkeni HEER (Taf. I, Fig. 2).

1864. *Chauliodites Zinkeni* HEER, über die fossilen Kakerlaken, Vierteljahrsschr. d. naturforsch. Ges., Zürich **9**, S. 278.

1906—1908 *Triadosialis Zinkeni* HEER: HANDLIRSCH, Die fossilen Insekten. Leipzig, S. 404, Taf. 39, 17.

Vgl. auch *Chauliodites Picteti* HEER bei HEER und HANDLIRSCH, ebenda.

Das vorliegende, 6 mm lange und 3 mm breite Bruchstück eines Sialidenflügels dürfte nach dem Verlauf der Aderung mit sehr großer Wahrscheinlichkeit zu oben genannter Art gehören, wenn auch das Vorliegen einer anderen, sehr nahe verwandten Form infolge der unvollständigen Erhaltung nicht ganz ausgeschlossen erscheint.

Das Randfeld ist von zahlreichen Queradern durchzogen; die Subcosta dürfte bis nahe zur Flügelspitze gereicht haben; ferner erkennt man ein Stück des Radius, der nach der Flügelspitze hin undeutlich wird, nahezu vollständig den in drei Äste gespaltenen Sector Radii sowie drei anscheinend der Medialis zugehörige Äste, von denen zwei noch durch eine Gabelung verbunden sind. Cubitus und Analfeld sind nicht erhalten; eine Anzahl weiterer Queradern ist vorhanden.

Bei *Triadosialis Zinkeni* sind Sector Radii, Medialis und Cubitus in je drei Äste gespalten, bei *Chauliodites Picteti* dagegen in 2+4+2, so daß also das vorliegende Stück zu ersterer Art gehören dürfte. Die Größenverhältnisse stimmen mit dem von HEER beschriebenen Flügel, der 13,5×5 mm mißt, überein.

Fundort und Lager.

Der Fundort von *Limulus gottingensis* und *Triadosialis Zinkeni* liegt im Bremkertal auf Meßtischblatt Reinhausen, etwa 750 m unterhalb der letzten Häuser von Bremke. Verläßt man hier das Tal auf dem in nordöstlicher Richtung in ein Seitental abbiegenden Weg nach Appenrode, so trifft man alsbald an einer Wegböschung rechter Hand auf mürbe, grünliche Schieferletten mit Estherien, die von bröcklichen, dünnen, rötlichen Sandsteinbänkchen mit *Gervillia* überlagert werden. Wenig höher beginnt die Bausandsteinzone des Mittleren Buntsandsteins, die auf beiden Seiten des Quertals durch große Brüche aufgeschlossen ist. Etwa zwei Meter über der Sohle des auf der Nordwestseite des Tälchens gelegenen Bruchs, fand sich in dem massigen, Kreuzschichtung aufweisenden roten Bausandstein eingeschaltet eine in ihrer Mächtigkeit erheblich schwankende, bis 50 cm starke Bank, bestehend aus wechsellagernden dünnen Schichten grünen Schiefers und gelben, feinkörnigen Sandsteins. Schiefer wie Sandsteinlagen führen zahlreiche Glimmerblättchen und enthalten nicht selten Wellenfurchen und in den Schiefern Trockenrisse, die dann von dem nächstfolgenden Sandstein ausgefüllt sind. In dem grünen Schiefer

fanden sich die beiden beschriebenen Fossilien; außerdem enthalten diese stellenweise in großer Menge zermürbte Pflanzenreste, überwiegend Stengelstücke, unter denen man nur noch solche von *Equisetum arenaceum* Brongn., sicher erkennen kann. Eine in derselben Höhe liegende, von Pflanzenresten erfüllte Schieferbank war auch in dem erwähnten, verlassenen Bruch auf der südöstlichen Talseite zu beobachten und dürfte gleichaltrig mit der beschriebenen sein.

Nach der geschilderten Beschaffenheit der Schieferbank ist anzunehmen, daß sie in einem flachen, zeitweise trockenliegenden kleinen Becken, sei es in einem Binnensee oder in einer Lagune, abgelagert wurde. Die Pflanzenreste und der Sialidenflügel bezeugen die Nähe von Land, können allerdings einen weiteren Transport durchgemacht haben. Ob der *Limulus* marinen oder limnischen Ursprungs ist, steht nach dem in der Einleitung Gesagten dahin.

cf. *Ophiolepis Damesi* Wright (Taf. I, Fig. 3—5).

1874. H. Römer, Diese Zeitschr. **26**, S. 349.
1874. Wright, Ebenda, S. 821, Taf. 29.
1880. Wright, British foss. Echinodermata of the oolitic Form. II, 161, Taf. 21, 4, 5.
1886. Bennecke, Über eine Ophiure aus dem engl. Rät. Neues Jahrb. f. Min. II, S. 195.

Vorausgeschickt sei, daß *Ophiolepis Damesi* Wright, eine ungenügend bekannte Art ist, deren Neubeschreibung nach den Originalen erforderlich wäre[7]. Wrights Abbildungen zweier Ophiuren aus dem englischen Rät (1880) sind eine Vergrößerung der Abbildungen der Hildesheimer Funde (1874), was bereits Bennecke feststellte. Benneckes Exemplare von Hildesheim und St. Andries Slip, Somersetshire, weichen in verschiedenen Punkten von Abbildungen und Beschreibung bei Wright ab; näheres darüber siehe bei Bennecke. Neuere Literatur über den Gegenstand ist mir nicht bekannt geworden. Ein Vorkommen von *Ophiolepis Damesi* im Rät bei Göttingen — von einem Brunnenbau beim Albanitor stammend — wird ferner von

[7]) Die Wrightschen Originale im Römermuseum zu Hildesheim konnten vom Verfasser im Jahre 1922 besichtigt werden und zeigen gleichfalls einen fünfseitigen Umriß der Scheiben. Im übrigen haben sie durch Ausblühung des Schwefelkieses — die Stücke liegen verkiest auf Tonschiefer — so stark gelitten, daß nicht mehr viel damit anzufangen ist. (Zusatz bei der Korrektur.)

v. KOENEN[8]) erwähnt, nähere Angaben werden jedoch nicht gemacht.

Die neu gefundenen Stücke sind ohnedies so ungünstig erhalten, daß eine genaue Bestimmung auch bei besserer Kenntnis der WRIGHTschen Form nicht möglich wäre; jedoch spricht der Befund für ein Übereinstimmen unserer Form mit denen von BENNECKE.

Das abgebildete Stück eines völlig von Ophiuren durchsetzten Sandsteins, stammt vom Rätrücken des Kleinen Hagen bei Göttingen, 1 km östlich vom Rand des Dorfes Holtensen. Hier fanden sich auf einem Stück angebauten Landes, dicht oberhalb des Ostabfalls des Berges, zählreiche aus dem Boden gepflügte Sandstein- und Quarzitstücke des Rät, die sehr häufig *Taeniodon Ewaldi*, etwas seltener *Avicula contorta* und andere Rätmuscheln enthielten; das bisher einzige, hier gefundene Stück mit Ophiuren ist ein sehr feinkörniger, heller Sandstein mit quarzitischem Bindemittel, etwa 6 cm mächtig und von oben bis unten völlig mit Ophiuren durchsetzt. Diese haben also anscheinend auch hier, wie meist, gesellig gelebt.

Meist liegen nur Hohlräume vor, jedoch sind die Armwirbel mehr oder weniger vollständig erhalten. Die Scheiben sind teils hohl, teils mit Gestein ausgefüllt.

Die 7—8 mm im Durchmesser messenden Scheibchen sind fünfseitig im Umriß, wie es BENNECKE von seinen Hildesheimer Stücken beschreibt. Ihre Oberfläche ist auf der Rückseite, soweit eine Ausfüllung stattgefunden hat, glatt; der Rand ist schwach gekerbt. In der (aufgebrochenen) Scheibenmitte befinden sich fünf in der Richtung der Arme gelegene, sich in der Mitte berührende, vom Rücken gesehen pfeilspitzförmige, etwas tiefer als die Rückenoberfläche liegende Gesteinsplättchen, die als Kernausfüllung des Mundraums anzusprechen sind; nach der Mundöffnung zu verjüngen sie sich zu schmalen Leisten, mit denen sie stets am unterliegenden Gestein fest haften. Der Durchmesser der sternförmigen Mundöffnung beträgt etwa 2,5 mm.

Der längste sichtbare, aber anscheinend auch noch nicht ganz vollständige Arm mißt 26 mm. Die Arme haben kreisförmigen Querschnitt, sind an der Scheibe etwa 1,3 mm breit und verjüngen sich nach der Spitze hin allmählich. Die Armwirbel sind meist teilweise oder ganz erhalten, aber

[8]) Erläuterungen zur geol. Spezialkarte v. Preußen, Blatt Göttingen, 1894.

häufig etwas von Kieselsäure inkrustiert; sie sind flach scheibenförmig und stehen im Abstand von etwa 0,5 mm (s. Taf. 1, Fig. 5). Der Rand der adoralen Seite ist kragenförmig aufgebogen, und in ihrer Mitte befindet sich ein runder Gelenkhöcker, der in eine tiefe Zentralgrube des vorhergehenden Wirbels eingreift. Beiderseits der Zentralhöcker erscheinen im Längsbruch zwischen diesem und dem Randkragen noch zwei kleine Gelenkkörperchen. In Querbrüchen der Arme waren außer der Zentralgrube, infolge ungünstiger Erhaltung keine Einzelheiten erkennbar. Auf die Art der Betäfelung lassen sich aus den teilweise erkennbaren Abdrücken sichere Schlüsse nicht ziehen.

Sollten diese Zeilen zu weiteren Nachforschungen und Funden an den Fundstellen Veranlassung geben, so wäre ihr Zweck erfüllt.

[Manuskript eingegangen am 29. Mai 1921.]

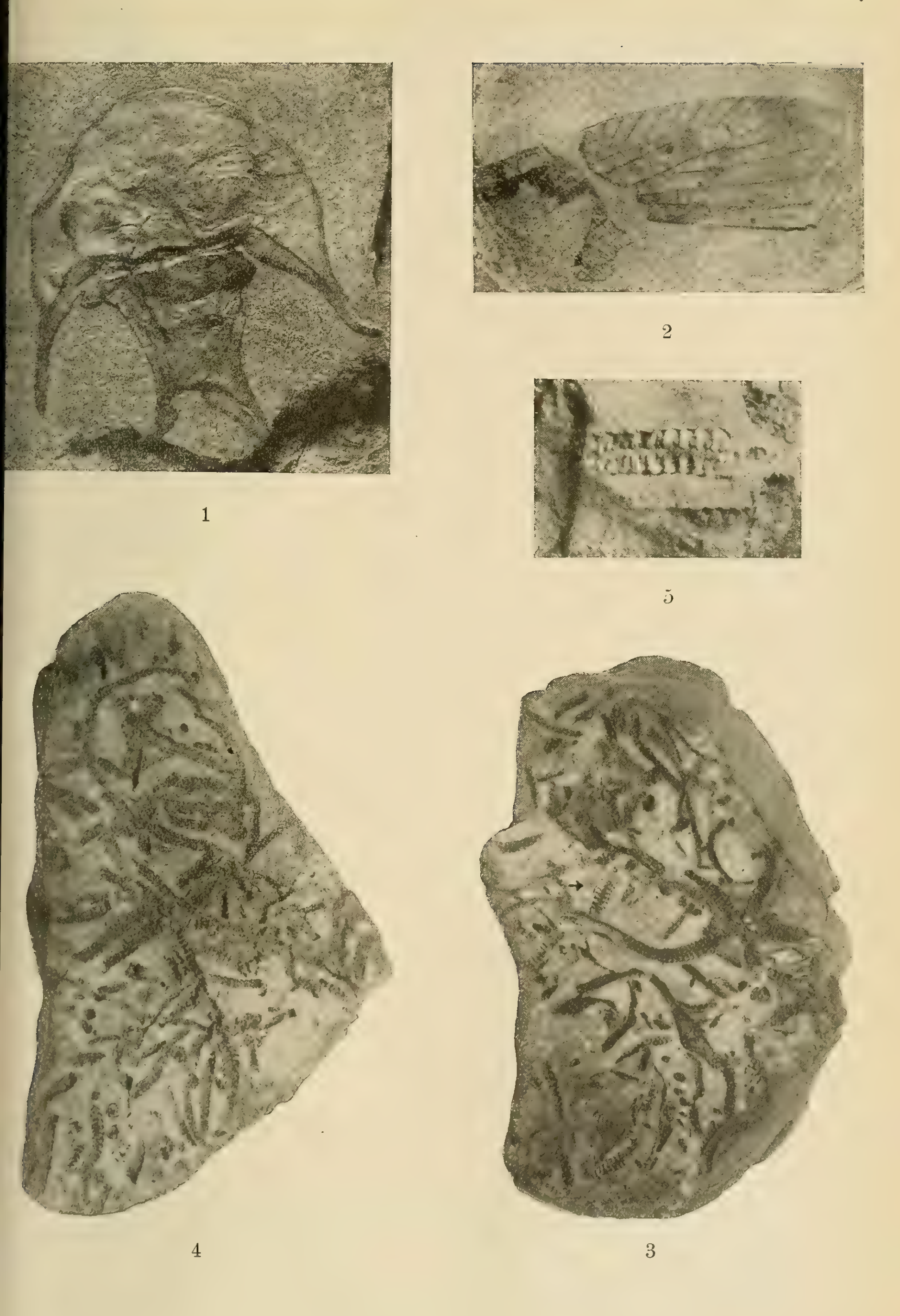
Erklärungen zu Tafel I.

Fig. 1. *Psammolimulus Gottingensis* W. L., aus Mittlerem Buntsandstein (Bausandstein) von Bremke bei Göttingen, etwa $1^1/_2$fache natürliche Größe.

Fig. 2. *Triadosialis Zinkeni* Heer, ebendaher, 6fache natürliche Größe.

Fig. 3—5. cf. *Ophiolepis Damesi* Wright, aus Rätkeuper vom kleinen Hagen bei Göttingen; Fig. 3 u. 4: zwei Spaltflächen des Gesteinstückes in $1^1/_2$facher natürlicher Größe; Fig. 5: Armwirbel in 4facher natürlicher Größe, Teilbild aus Fig. 3 rechts von dem Pfeil.

Die Originale befinden sich in der Privatsammlung des Verfassers.



1 2 5 4 3

4. Marines Pliocän und *Hipparion gracile* Kaup vom Morsumkliff auf Sylt[1]).

Von Herrn K. Gripp in Hamburg.

(Hierzu Tafel II und 1 Textfigur)

Inhalt.

1. Einleitung und Literatur.

Über die Schichtenfolge und die Lagerungsverhältnisse der jungtertiären Schichten vom Morsumkliff auf Sylt haben Forchhammer (15)[2]), Meyn (32), Stolley (40, 41) und vor allem Gagel (14—16) klärende Beobachtungen gemacht. Strittig blieb das Alter des Limonitsandsteins. Der leider allzu bescheidene I. O. Semper aus Altona, nach Beyrich einer der besten Kenner nordwestdeutscher Tertiärfaunen, wies im Jahr 1856 (38) darauf hin, daß die Fauna des Limonitsandsteins sich von der des Glimmertons unterscheide. Große Arten von *Natica* und *Nassa* und zwei Scalarien, die er mit Arten aus der Subapennin-Formation verglich, ließen ihn dem Limonitsandstein ein jüngeres Alter zuschreiben als dem in Schleswig-Holstein weit verbreiteten Glimmerton. Diese, wie wir sehen werden, durchaus richtige Anschauung Sempers hat sich jedoch nicht dauernde Geltung zu schaffen vermocht. L. Meyns Ansehen war so groß, daß seine Auf-

---

[1]) Vortrag in der Sitzung am 3. Mai 1922.

[2]) Die Zahlen in Klammern verweisen auf das Literatur-Verzeichnis S. 171—173.

fassung vom Morsumkliff (32), nämlich als eine einheitliche, ungestörte Schichtenserie von abwechselnd Limonitsandstein und Glimmerton genügte, jene paläontologischen Bedenken verschwinden zu lassen.

Selbst GOTTSCHE (18) fügte sich dieser Autorität und bestreitet, daß der Limonitsandstein jünger sei als der Glimmerton; er äußert sich aber nicht weiter über dessen Äquivalente.

STOLLEY (40) sieht im Limonitsandstein Obermiocän, offenbar auf MEYN und GOTTSCHE fußend.

GAGEL (16) aber sieht auf Grund brieflicher Angaben VON KOENENS wenigstens in einem Teil des Limonitsandsteins mittelmiocänes Holsteiner Gestein; er beruft sich dabei — sicher zu unrecht — auf GOTTSCHES (18) überaus vorsichtige Angabe.

1910 faßt WOLFF (43) den Limonitsandstein als das Hangende des Glimmertons auf; beide Schichten seien durch petrographische Übergänge miteinander verbunden und offenbar obermiocänen (S. 44 oben) oder unterpliocänen Alters (S. 48).

STOLLEY (41) aber hält ausdrücklich an dem miocänen Alter des Limonitsandsteins fest mit Ausnahme der konglomeratischen, eisenschüssigen Sandsteinbank, die westlich der das Kliff unterbrechenden Diluvialstücke ins Watt hinausragt. Für diese Bank hält er pliocänes Alter für nicht ganz ausgeschlossen.

Ich selber habe dann die mir damals (21) zugänglichen Fossilien aus dem Limonitsandstein bestimmt und konnte nachweisen, daß *Nassa reticosa* Sow., eine Form des englisch-belgischen Pliocäns, im Limonitsandstein häufig vorkommt, und zwar in den beiden, von GAGEL (16) als L I und L II unterschiedenen Bänken[3]).

[3]) OPPENHEIM (36) hat auch diese Beobachtung und die sich daraus ergebenden Folgerungen nicht anzuerkennen vermocht. Ihm erschien einmal das Vorkommen von *Yoldia glaberrima* MÜ., einer seit dem Oberoligocän auftretenden Form, zum andern das Vorhandensein miocäner Formen wie *Conus antediluvianus*, und *Cassis Rondeleti* gegen pliocänes Alter zu sprechen. Jedoch dürften auch in diesem Falle OPPENHEIMS, wie er glaubt „ziemlich genauen" Kenntnisse der in Frage kommenden Verhältnisse (36, S. 398) nicht ganz hinreichend gewesen sein; denn die ihm verdächtige *Yoldia glaberrima* MÜ. ist die nächste und kaum zu trennende Verwandte der glatten Abart von *Yoldia semistriata* S. WOOD, einer im englischen und belgischen Crag verbreiteten Form (s. u.). Zum andern finden wir im englischen und belgischen Pliocän noch eine ganze Reihe mediterraner Typen aus-

Verzeichnis der erwähnten Literatur.

1. E. Bellardi et F. Sacco: I Mollusci dei terreni tertiari del Piemonte e della Liguria. Turin 1872—1904.
2. E. Beyrich: Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. Abhandl. d. k. Akad. der Wissensch. Berlin 1856.
3. — Die Konchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. Berlin 1856. Diese Zeitschr. 5—8, 1853—1856.
4. E. van den Broek: Esquisse géologique et paléontologique des dépots pliocènes des environs d'Anvers. Annales de la société Malacologique de Belgique. 9, 1874, S. 83—374.
5. — Observations et découvertes stratigraphiques et paléontologiques faites dans les dépots marins et fluvio-marins du Limbourg. Annales de la Soc. Royale Malacologique de Belgique XVI u. XVII, 1881/82.
6. — Contribution à l'édutes des sables pliocènes Diestiens. Annales Soc. R. Malacologique de Belgique 19 u. 20 1884/85.
7. — Découvertes de gisements fossilifères pliocènes dans le sable ferrugineaux des environs de Diest. Ann. Soc. R. Maloc. 19, 1884.
8. — Le diestien et les sables de Lenham, le miocène démantelé et les box-stones en Angleterre, Bull. d. l. soc. belge de Géologie, 16, 1903, S. 170.
9. S. Cerulli-Irelli: Fauna Malacologica Mariana. Paläontographica Italica 13—22, 1909—1916.
10. M. Cossmann: Essays de Paléoconchologie Comparée. 1—11. 1895/1915.
11. M. Cossmann et Peyrot: Conchologie néogénique de l'Aquitaine Actes de la Soc. Linnéenne de Bordeaux, 1909—1919,
12. M. Depéret: Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. soc. géol. de France 3. série, 21, 1893, S. 170—266.
13. G. F. Dollfus: Classification du tertiaire moyen et superieure de la Belgique. Bull. soc. géol. de France 4. série, 3. 1903, S. 256.
14. C. Gagel: Über die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. XXVI, 1905, S. 246.

---

dauern, z. B.: *Ficula reticulata*, *Columbella subulata*, *Cassis saburon*, *Voluta Lamberti*, *Pleurotoma intorta*, *P. festiva*, *Ringicula* u. a. Das Auftreten von *Conus antediluvianus* und *Cassis Rondeleti* dürfte also nicht gegen ein etwaiges pliocänes Alter angeführt werden; ebensowenig das Fehlen der beiden Arten im belgischen Pliocän; fehlt doch die im englischen Crag so häufige Gruppe der *Searlesia costifera* S. Wood sp. z. B. auch im belgischen Pliocän gänzlich!

Somit waren Oppenheims Bedenken gegen das pliocäne Alter des Limonitsandsteins unbegründet, und es ist zu bedauern, daß ein sonst so hochverdienter Forscher in diesen und einigen anderen Fällen (26, S. 28 u. f.) die Verbreitung richtiger Erkenntnis durch seine Kritik erschwert oder gar verhindert.

15. — Briefl. Mitt. betr. die Lagerungsverhältnisse des Miocäns am Morsumkliff auf Sylt. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. XXVI, 1905, S. 270.
16. — Über das Alter des Limonitsandsteins auf Sylt. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 31, 1910, Teil II, S. 430.
17. C. Gottsche: Die Sedimentärgeschiebe der Provinz Schleswig-Holstein, Yokohama 1883.
18. — Über das Alter des Limonitsandsteins vom Morsumkliff auf Sylt. Diese Zeitschr. **37**. 1885, S. 1035.
19. — Die Molluskenfauna des Holsteiner Gesteins. Bd. 10 der Abhandl. aus dem Gebiete d. Naturwiss. des Naturw. Ver. in Hamburg, 1887.
20. — Der Untergrund Hamburgs. Hamburg in naturwiss. und medizin. Beziehung. Hamburg 1901.
21. K. Gripp: Über das marine Altmiocän im Nordseebecken. Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XLI, 1915 (1916), S. 13—16.
22. — Über eine untermiocäne Molluskenfauna von Itzehoe. Jahrb. d. Hamburgischen wiss. Anstalten 31., 4. Beiheft: Mitt. a. d. Min. Geol. Institut Hamburg. 1914.
23. F. W. Harmer: Pliocene deposits. Journal of Geol. Society, 52. 1896, S. 748.
24. — The pliocene Mollusca of Great Britain. Paläontographical Society, 11; 1913 u. 1914.
25. — The stratigraphical position of the Coralline Crag. Geological Magazine Dec. 6, Bd. **5**, 1918, S. 409.
26. E. Koch und K. Gripp: Zur Stratigraphie des Jungtertiärs in Nordwestdeutschland. Jahrb. d. Hamburgischen Wiss. Anstalten, 36. Mitt. a. d. Min. Geol. Institut. 1919.
27. A. von Koenen: Über das norddeutsche Miocän. Sitzungsber. d. Ges. zur Beförderung der gesamten Naturwissenschaften, Marburg, 1871, S. 49.
28. — Das Miocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna. 1. Teil: Schriften der Ges. zur Beförderung der ges. Naturwiss. zu Marburg. **10**. Kassel 1872; 2. Teil: Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. II. Stuttgart 1882.
29. — Comparaison des couches de l'oligocène supérieur et du miocène de l'Allemagne septentrionale avec celles de la Belgique. Annales d. l. soc. géol. de Belgique. **12**. Liège 1884/85. Mémoires S. 194.
30. — Über das norddeutsche und belgische Oberoligocän und Miocän. Neues Jahrb. f. Min., 1886, S. 81.
31. — Das Tertiärgebirge des nordwestlichen Deutschlands. II. Jahresber. des Niedersächs. geol. Vereins. Hannover 1909, S. 80.
32. L. Meyn: Geognostische Beschreibung der Insel Sylt und ihrer Umgebung. Abh. z. geol. Spezialkarte von Preußen, Heft 4, 1876.
33. G. A. F. Molengraaff und W. A. S. M. van Waterschoot van der Gracht: Niederlande. Handbuch der Regionalen Geologie. **1**, 3. Heidelberg 1913.
34. M. Mourlon: Géologie de la Belgique. Brüssel 1881.
35. P. H. Nyst: Terrains pliocènes: Scaldisien. Annales du Musée Royal d'Histoire naturelle de Belgique. Bruxelles 1881.
36. P. Oppenheim: Über das marine Miocän im Nordseebecken. Zentralbl. f. Min. 1916. S. 396.

37. J. P. J. RAVN: Molluskfaunaen i Iyllands Tertiaer aflejringer. D. kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skripter. 7. Raekke Naturvidensk. og Mathem. Afdel. **3**, 2. Kopenhagen 1907. S. 217.
38. J. O. SEMPER: Paläontologische Notizen über den Sylter Limonitsandstein. Kieler Schulzeitung vom 2. Dezember 1856. (Paläontologische Untersuchungen: S. 42—54, Neubrandenburg 1861.
39. — Notiz über das Alter und die paläontologische Verwandtschaft der Fauna des Glimmertons. Paläontologische Untersuchungen S. 72—78, Archiv d. V. d. Fr. d. Naturgeschichte Mecklenburg, 15. 1861. S. 238.
40. E. STOLLEY: Das Miocänprofil des Morsumkliffs auf der Insel Sylt. Zentralbl. f. Min. 1905. S. 577.
41. — Nochmals das Quartär und Tertiär von Sylt. Neues Jahrb. f. Min., 1911, Bd. I, S. 157 ff., bes. S. 174—181.
42. P. TESCH: Beiträge zur Kenntnis der marinen Mollusken im westeuropäischen Pliocänbecken. Mededeelingen van de Rijksopsporing van Delfstollen. Nr. 4. 's Gravenhage 1912.
43. W. WOLFF: Geologische Beobachtungen auf Sylt nach der Dezemberflut 1909. Diese Zeitschr. **62**. 1910, Monatsber., S. *40*.
44. S. V. WOOD: A Monograph of the Crag Mollusca. Palaeontographical Society. 4 Bände. 1848/82.

2. Neue Beobachtungen am Morsumkliff.

Eigene Beobachtungen und Aufsammlungen in den Jahren 1919/20 geben Anlaß zu den folgenden Bemerkungen:

Im allgemeinen entsprachen die Verhältnisse am Ostteil des Kliffs, dem eigentlichen Morsumkliff, dem, was GAGEL nach seinen Beobachtungen von 1905 und 1910 gezeichnet hat. Der fossilführende Glimmerton (Gl. 1) ist abgerutscht, jedoch waren die zwei Hauptverwerfungen am Ostende des Kaolinsandes gut aufgeschlossen. Die Oberfläche des nach W anschließenden Kaolinsandes (K I) ist außer mit nordischen Diluvialgeschieben mit Geschieben von Limonitsandstein bedeckt, die weit nach Osten reichen, also nicht von dem jetzt noch vorhandenen Sandsteinriff herstammen dürften, sondern von jetzt zerstörten, vermutlich früher nordöstlich gelegenen Vorkommen abzuleiten sind. In diesen Limonitsandsteingeschieben sind Fossilien, u. a. *Nassa reticosa* nicht selten.

Der nach Osten weißgefärbte, nach Westen brauner werdende Kaolinsand (K I) ist gegen die Grenze zu L I derart mit Toneisensteinscherben und Eisennieren erfüllt, daß es schwer ist, bei der anscheinend konkordanten Überlagerung eine eindeutige Grenze festzulegen. Von den so unregelmäßig gewellten und gewölbten Eisenrinden, deren auffallende Form MEYN so anschaulich schildert (32), bilden

einzelne vollkommen festgeschlossene Kapseln, in denen weißer Sand mit einzelnen kleinen schwarzen Körnchen darin enthalten ist. Bei diesen Körnchen, die auch sonst im Limonitsandstein auftreten, fällt ihre gleichmäßige Größe und rundliche walzenförmige Gestalt auf. Meyn beschrieb schon ihr Vorkommen. Eine von Herrn Müller vom Mineralogisch-Geologischen Staatsinstitut zu Hamburg freundlicherweise ausgeführte Analyse ergab, daß diese Körnchen stark phosphorsäurehaltig sind. Ich halte sie für fossile Kotballen.

Im Limonitsandstein selber, der schätzungsweise 15 bis 20 m mächtig ist, fiel in dem nahe K I gelegenen Teil ein stark sandiger Ton auf, der von Holzresten in kleinen Stücken dicht erfüllt war. Die ersten Fossilien wurden in der unteren Hälfte des L I, westlich der zurzeit vorspringenden Nase, angetroffen, und zwar zunächst vereinzelt im Gestein. 20—30 cm tiefer war eine dünne Fossillage von 1 m Länge und bis 5 cm Dicke zu beobachten, die nach den Seiten auskeilte. Gröbere Gerölle treten hier vereinzelt auf, z. T. inmitten der Fossilanhäufungen, und zwar Quarz bis 1½ cm Durchmesser bei nahezu kugeliger Gestalt und ein Feldspat (Mikroklin), schwach kantengerundet, in vollkommen frischem Zustand. Kantengerundete Körner bis drei Millimeter Durchmesser von Quarz und vereinzelt Feldspat sind am Grunde der Fossillage nicht selten, sonst aber im Gestein kaum zu beobachten. Die Fossilien in der erwähnten Schicht lagen gedrängt nebeneinander. An Stelle der häufig zerstörten Schale war bisweilen unregelmäßig ausgeschiedener Vivianit vorhanden. Gut erhaltene Abdrücke sind in dem mürben Gestein selten zu gewinnen; nur wenn eine Eisenrinde ein Fossil umgibt, sind bisweilen Einzelheiten der Skulptur im Gestein als Abdruck erhalten. Es wurden neben zahlreichen Gastropoden kleinschalige und nur äußerst selten großschalige Bivalven beobachtet. In den unteren Lagen des Limonitsandsteins, bis zur nächstfolgenden tonigen Schicht, treten Fossilien unregelmäßig verteilt auf, sie waren hier zumeist von harter, sandbedeckter Eisenrinde umzogen, so daß die ursprüngliche Gestalt vollkommen verloren ging. In den vom Kliff abgebrochenen Gesteinsblöcken ließen sich einzelne mürbe Lagen ausbeuten, die reich an *Echinocyamus* waren und auch kleine Mollusken mit erhaltener Schale lieferten. Unter dem L I folgen anscheinend konkordant in 6—8 m Mächtigkeit dünne Schichten, wechsellagernd aus

Sand und dunklen Tonen bestehend. Nach unten überwiegt darin mehr und mehr der Tongehalt, so daß ein allmählicher Übergang zu dem Glimmerton II im Liegenden vorhanden ist. Aus den dünnbankigen Sanden und Tonen besitzt Herr E. Wüst in Kiel Abdrücke von Conchylien, darunter *Yoldia glaberrima*.

Der Glimmerton II ist zum Teil sandig glimmerig, reich an Knollen von Zementstein und Krebsknollen, sowie anderen zum Teil pyritreichen Geoden. An Fossilien fanden sich unterhalb am Strande nur wenige schlecht erhaltene Exemplare von *Isocardia* und *Cassidaria*.

Bei der undeutlich aufgeschlossenen Anlagerung von Gl II an den westlichen anschließenden K II ragt ein eisenschüssiger Sandstein aus dem Hang hervor. Nach W schließen zwei Talungen mit den nackten weißen, mehr oder weniger tonigen Gesteinen des Kaolinsandes an. Darauf folgt gegen W die breite Talung, durch die der Fahrweg vom Vorland auf die Höhe zum Gasthaus Nösse führt. In diesem ganz vorwiegend aus lockerem Sand bestehenden Gebiet ist die Oberfläche von einer aus Diluvialgeschieben und tertiären Geröllen bestehenden Steinsohle bedeckt. Schon Meyn verglich diesen Teil des Kliffes (32, S. 632) mit afrikanischen Steinwüsten und so mag jenes Gebiet hier der Kürze halber Klein-Afrika benannt werden. Neue Beobachtungen waren hier besonders zahlreich.

Zunächst: unter der Steinsohle birgt sich ein steinfreier, weißlicher, örtlich auch gelbgefärbter, tonfreier Sand. Schichtung ist nur in seinem östlichen Teil infolge Wechsellagerung mit tonigen Gesteinsbänken zu erkennen. In diesem Gebiet sind Fossilien nicht selten, jedoch in der Literatur bisher nicht daraus erwähnt. Offenbar haben frühere Beobachter die dort aufgelesenen Fossilien für verschleppt gehalten. Die Fossilien finden sich örtlich gehäuft (siehe Skizze S. 176) und zwar ganz vorwiegend lose oder durch wenig Bindemittel verkittet. Gräbt man an Punkten, an denen solche Fossilien vorkommen, nach, so findet man bisweilen die Fortsetzung der Fossillage anstehend entsprechend dem in L I beobachteten linsenförmigen Auftreten. Aus solchen Fossillagen ergibt sich, daß die Schichten — bei C wenigstens — nach NO einfallen. Dort, bei C, kamen zusammen mit den Fossilien im Gestein sehr zahlreiche Quarzgerölle bis 1,5 cm Größe und außerdem ein lavendelblauer Hornstein mit *Cyclocrinus* darin vor. Die Gerölle liegen, wenn ich mich recht entsinne, zuoberst über

den Fossilien. Daraus muß, da das Auftreten der Fossilien gleich dem am L I geschilderten ist, auf eine überkippte Lagerung der betreffenden Schichtenpakete geschlossen werden. Ich konnte jedoch eine weitere, diese Beobachtung bestätigende Fossilbank bisher leider nicht auffinden. In bergfeuchtem Zustand hängt das mürbe Gestein um die Fossilien fladenartig zusammen. Liegen aber solche Fladen längere Zeit an der Erdoberfläche, so fallen sie auseinander und die aus härteren Eisenrinden bestehenden Fossilien

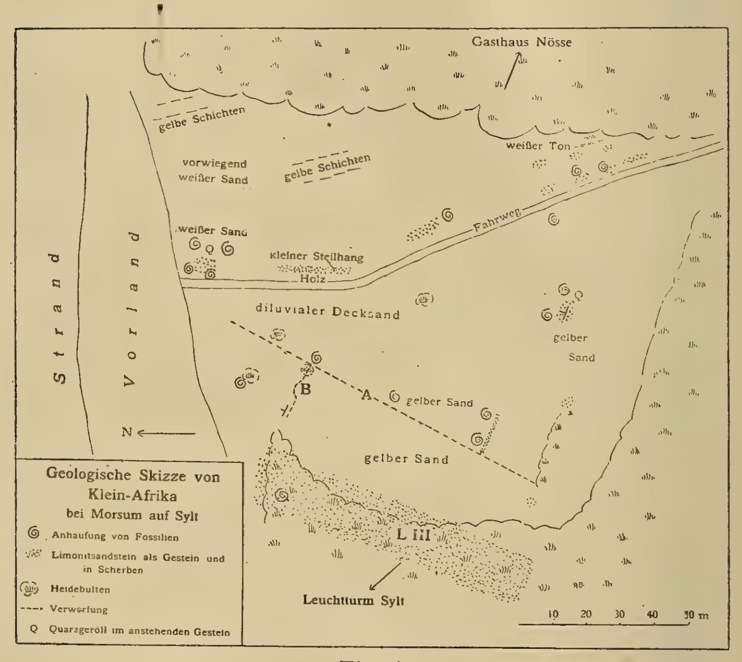


Fig. 1.

liegen zumeist einzeln auf dem Sand und erhalten so das Aussehen, das die vielen, in Klein-Afrika gesammelten Fossilien aufweisen und das sie so gut von den Fossilien aus L I unterscheiden läßt. Dies Auftreten von Fossilien reicht, wie die Skizze ergibt, östlich bis über den Fahrweg; nahe L III waren in dem dort intensiv rostfarbenen Sand keine Fossilien zu beobachten.

Außer diesen Fossilvorkommen fielen Störungslinien, wahrscheinlich Verwerfungslinien, auf, die den Sand in mannigfacher Richtung durchziehen. Am leichtesten zu be-

obachten ist die N 27 0 streichende lange Störungslinie nahe L III. Diese Störung, A der Skizze, geht senkrecht in die Tiefe und ist an einer dünnen Eisensteinlamelle, die in ihr steht, überall leicht zu erkennen. Die früher herausgewehten Scherben dieser Lamelle liegen beiderseits der Störungslinie auf der Erdoberfläche und hinterlassen hier ein dunkles Band, das offenbar dem entspricht, was MEYN (Profil I) als „Einzelschicht von Limonitsandstein" und GAGEL (16) als L II bezeichnet. Diese Auffassung ist sehr verständlich, da sich Fossilien besonders im Nordteil nahe der Störungslinie zahlreich finden. Daß es sich bei der A-Linie um eine Verwerfung handelt, erhellt aus einer zweiten Störungslinie, die senkrecht auf die A-Linie stößt.

Diese zweite Störung (B der Skizze) ist an einem weißbraunen (weiß unten) Band zu erkennen, das unter 45 ° zum Meere hin einfällt und anscheinend durch die A-Störung abgeschnitten wird, denn östlich dieser wurde auf $1\frac{1}{2}$ m Entfernung vergeblich nach der Fortsetzung der B-Störung gesucht.

Am Ende des Weges ist ein dünnes, senkrecht stehendes, offenbar an einer Verwerfungsfläche entstandenes, braunes Band zu beobachten. Am kleinen Steilhang und etwas weiter südlich wurden zwei senkrecht stehende Verwerfungsflächen im Sand aufgefunden. Es ergibt sich demnach:

1. Eine Limonitsandsteinbank (L II) als Schicht ist nicht vorhanden.
2. Der westliche Teil des Kaolinsandes II = Klein-Afrika ist von mehreren Verwerfungen durchzogen.
3. In dem Gebiet von Klein-Afrika treten sowohl in weißem als auch in gelbem Sand nesterweise Fossilien auf, deren Steinkerne oder Limonitschalen beim Fortblasen des Sandes auf der Oberfläche liegen bleiben.

In der breiten, zusammenhängenden Masse des L III ist Schichtung oder Bankung zurzeit nicht zu beobachten. Am Nordhang treten an Fossilien auf große *Natica* und zahlreiche *Yoldia glaberrima,* während auf der Oberfläche Teleostierwirbel als Hohldruck erhalten häufig gefunden werden. Zumeist aber ist das Gestein fossilfrei, auch sind bisher keine Gerölle darin beobachtet.

Anschließend nach W ist der Hang auffallend tonig, dann folgt von neuem Kaolinsand, K III.

Westlich der in der Literatur erwähnten Diluviallücke ist das Vorkommen des Glimmertons noch zu erkennen; von der Lagerung aber, wie sie GAGEL (14) abbildet, war nichts mehr wahrzunehmen. Der eisenschüssige Sandstein jedoch, der als Bank über den Strand verläuft und an seinen Schichtköpfen eine Strecke weit ins Watt zu verfolgen ist, war gut zu beobachten (MEYN, 32, S. 614, 3. Sandgruppe eisenschüssiges Quarzkonglomerat. STOLLEY 40, S. 578. GAGEL 14, S. 251. STOLLEY 41, S. 179).

Uns fiel auf:

1. Daß dieses Gestein in der Steilwand des Kliffes nirgends zu beobachten war.
2. Daß in dem Gestein je ein kleines Stückchen Feuerstein (frisch, nicht angewittert), kristallinen Schiefers und dunklen Kieselschiefers eingeschlossen saßen.
3. Daß die Größe der Gesteinskörner und die Art der Verkittung von der des übrigen Limonitsandsteins stark abweicht.

Im Jahre 1920 beobachtete ich hart östlich jenes eisenschüssigen Sandsteins, dessen Streichen etwa N 50 W beträgt, drei Bänke des zum Teil feinsandigen Glimmertons in Richtung N 65—70 W bei 65° Fallen gegen SW, über den Strand hin ausstreichen. In den flachen Vertiefungen zwischen den 3 aufragenden Glimmertonbänken saß in etwa 10—15 cm dicker Schicht rostbrauner, verkitteter Sand, augenscheinlich entstanden dadurch, daß Strandsand von den aus dem FeS_2-haltigem Glimmerton austretenden Eisenverbindungen verkittet ward. An eine ähnliche Entstehung möchte ich nach den angeführten Beobachtungen auch bei der großen Sandsteinbank denken, dessen Sand etwa in einer Nische hinter einer Glimmertonfalte verkittet ist. Der Beweis hierfür ließe sich erbringen durch Molluskenreste, wie sie STOLLEY, 41, S. 179, in dieser Bank beobachtet hat. Leider sind diese Fossilien, wie Herr STOLLEY freundlicherweise mitteilt, nicht aufbewahrt worden, und es läßt sich zurzeit nicht entscheiden, ob es sich dabei um fossile oder daselbst im Strandsand noch heute vorkommende Arten handelte. STOLLEY, 41, S. 179 und 180, erwähnt noch von drei weiteren Punkten der Insel ähnlichen, eisenschüssigen Sandstein. Er hebt bei dem Gestein vom Panderkliff hervor, daß Diluvialgeschiebe mit verkittet wären.

Die Lagerungsverhältnisse der Schichten am Morsumkliff lassen sich als Falten, Überschiebungen oder komplizierte Verwerfungsysteme nicht deuten. Es scheint, daß aus einer ursprünglich einheitlichen Folge von Glimmerton, Limonitsandstein und Kaolinsand einzelne Teile regellos in- oder nebeneinander geschoben sind. Der Schichtenkomplex wird zudem von sich zum Teil kreuzenden Störungslinien durchzogen. Die Tektonik erinnert somit an die Schichtenlagerung über Zechsteinaufbrüchen, wo Schichten nicht selten vollkommen regellos nebeneinander auftreten.

3a. Der Fossilinhalt des Limonitsandsteins.

1. *Echinocyamus Forbesi* Cotteau.

Echinocyamus pusillus Mü. Forbes. Monograph of the Echinodermata of the British Tertiaries 1852, S. 10, T. 1, fig. 8—13.
E. Forbesi Cotteau. Description des Echinides tertiaires de la Belgique. Ac. Roy. d. sciences t. XLIII 1880.

Diese Art kommt in einzelnen Lagen des L I zahlreich vor. Außerdem treten in L I nicht selten Bruchstücke eines Spatangiden auf, die in Größe und Skulptur vollkommen übereinstimmen mit Bruchstücken von *Echinocardium cordatum* aus dem Crag von Walton on Naze.

2. *Lunulites*, sp.
3. *Nucula*, sp., Koll. Kiel.
4. *Yoldia glaberrima*, Mü.

Die zahlreich und aus L I mit erhaltener Schale vorliegenden Stücke stimmen vollkommen überein mit *Yoldia glaberrima* aus dem Oligocän und Miocän. Die runzligen Rippen, die für *Yoldia semistriata* Wood aus dem englisch-belgischen Crag bezeichnend sind, waren an keinem der Stücke zu beobachten. Bei *Yoldia semistriata*, die mir von Edeghem und aus „Diestien von Antwerpen" vorliegt, tritt die Runzelskulptur bisweilen nur auf kurze Erstreckung um den Wirbel herum auf. Nyst: Scaldisien, S. 71, weist auf eine oligocäne *Yoldia glabrata* Goldf. als Vorfahre der *Yoldia semistriata* hin. Offenbar meint Nyst *Yoldia glaberrima* Goldf.; eine *Yoldia glabrata* Goldf. scheint nicht zu existieren. Vorkommen in L I, Klein-Afrika und L III.

5. *Pectunculus*, sp. Koll. Kiel.
6. *Unio (Pleurobema) Wüstianus* n. sp. Taf. II, Fig. 4 und 4 a.

Von dieser interessanten Art fand ich im Sommer 1919 und 1920 je ein Exemplar lose in Klein-Afrika. Beide Stücke sind rechte Klappen und am Hinterrande stark beschädigt. Trotzdem läßt das größere der beiden Stücke die Gestalt der Außenseite und den Bau des Schlosses ziemlich gut erkennen.

Höhe: 27 mm, erhaltene Breite 28 mm,
Höhe: 22,5 mm, erhaltene Breite 26 mm.

Die Gestalt ist eiförmig, die Vorderseite kurz und rund. Die Hinterseite war vermutlich länglich rundlich ausgezogen. Der Wirbel liegt auffallend nach vorn gerückt, er ist ziemlich hoch.

Die Außenseite läßt runzlige Anwachsstreifen erkennen und trägt einen vom Wirbel nach hinten verlaufenden, scharfen, gerundeten Kiel, der sich vom Schloßrand allmählich entfernt. Zwischen beiden liegt anscheinend eine konkave Vertiefung. Die Schalenoberfläche ist auf der anderen Seite des Kiels gleichfalls eingesenkt, und zwar in etwa gleicher Breite wie der Abstand vom Kiel bis zum Schloßrand. Auf der Hauptwölbung der Schale, die senkrecht unterhalb des Wirbels liegt, sind in 6 und 12 mm Abstand vom Wirbel breite, rundliche Erhöhungen auf der Schale zu erkennen.

Die Innenseite zeigt am Vorderende eines schwachgewölbten Schloßrandes einen sehr kräftigen Zahn, unterhalb von ihm eine schwach hervortretende, rundliche, den Zahn stützende Verdickung, vor der eine Vertiefung, der Muskeleindruck, zu erkennen ist. An der Unterseite des Zahnes ist neben dem Schließmuskeleindruck der kleinere Fußmuskeleindruck wahrnehmbar. Ein hinterer Seitenzahn ist anscheinend vorhanden gewesen, aber bei dem Erhaltungszustand kaum vom Schalenrand zu trennen. Der Wirbel überragt den Schloßrand erheblich. Bei dem schlechten Erhaltungszustand sind feinere Einzelheiten in der Gegend, wo Wirbel und Schloßrand zusammenstoßen, nicht zu erkennen.

Durch die auffallend kurze Gestalt und den so weit nach vorn gerückten Wirbel weicht die vorliegende Art von allen bisher aus Europa fossil bekannten *Unionen* ab. Hingegen treten die beiden genannten Eigenschaften bei der nordamerikanischen Untergattung *Pleurobema* auf[3a]).

[3a]) Vgl. jedoch die mir während des Druckes bekannt gewordene Arbeit von F. Haas: Untersuchungen über den Einfluß der Umgebung auf die Molluskenschale, Paläontologische Zeitschr. IV, S. 120. 1922.

Isocardia sp. Koll. Kiel. (Gripp, 21, S. 14.) Der vorliegende Steinkern aus glaukonitreichem Toneisenstein entstammt wahrscheinlich Gl II. *Isocardia* ist im Limonitsandstein bisher nicht gefunden.

7. und 8. kleine *Erycinidae,* darunter ein Schälchen mit Radialstreifen wie sie bei *Pseudolepton* und *Scacchia* auftreten, außerdem je eine ? *Kellia* und ? *Montacuta.* Da bei den zarten Schälchen das Schloß nicht freigelegt werden kann, ist die genaue Bestimmung nicht möglich. Vorkommen L I.

9. *Lucina (Dentilucina) borealis* L.

Lucina borealis Gripp: Itzehoe S. 8, T. I, Fig. 3.
Phacoides borealis Cossmann u. Peyrot S. 690, T. 27, Fig. 1 u. 2, T. 28, Fig. 4—7.

Eine Schale liegt vor, die anscheinend aus Klein-Afrika stammt. Alte Sammlung Hamburg.

10. *Cardium* sp. Klein-Afrika, L I. und Koll. Kiel.

11. *Venus* sp. 1 Stück Klein-Afrika und Koll. Kiel.

12. *Tellina (Peronaea)* aus der Gruppe der *Benedeni* Nyst. L I und Klein-Afrika.

13. *Syndosmya prismatica* Mont.

Wood: Crag Mollusca S. 239, T. 22, Fig. 13.
Nyst: Scaldisien S. 230, T. 25, Fig. 6
Ein Schälchen.

14. *Mactra arcuata* Sow. Taf. II, Fig. 1—3.

Wood: Crag Mollusca S. 243, T. 23, Fig. 5.
Nyst: Scaldisien S. 218, T. 24, Fig. 1.

Zahlreich lose in Klein-Afrika, seltener in L I. Die Schalen stimmen in der Gestalt, der Skulptur der Außenseite und dem Bau des Schlosses vollkommen überein mit Stücken aus dem englischen Crag. In Klein-Afrika treten nicht selten kleinere Schalen von *Mactra* auf, die vielleicht zu einer anderen Art gehören; da jedoch das Schloß nicht zu erkennen ist, läßt sich die Art nicht bestimmen. Klein-Afrika.

15. *Corbulomya complanata* Sow. Taf. II, Fig. 5. u. 6.

Nyst: Scaldisien S. 240, T. 26, Fig. 4.

Die zitierte Figur scheint wenig geglückt zu sein, vor allem ist der hintere Teil der rechten Klappe zu breit gezeichnet. Die Exemplare, die mir aus Koll. Semper von Antwerpen vorliegen, stimmen in der Form, Größe und Gestalt des Schlosses mit den Stücken von Sylt überein.

16. *Teredo* sp. Schälchen in L I und Röhren in Klein-Afrika.

17. *Dentalium entale* L. Koll. Kiel.

18. *Turbo* oder *Trochus* sp.

Ein Teil einer mit starken Spiralen verzierten Unterseite liegt aus L I vor. Der Skulptur nach könnte es sich auch um *Purpura* handeln, die Wölbung der vorliegenden Unterseite schließt dies jedoch aus. Jedenfalls handelt es sich um eine dem Glimmerton fremde Form.

19. *Adeorbis Hennei* Nyst.

Nyst 1868 in Dewalque: Prodrome S. 482.

Aus L I liegt der Abdruck einer Schale mit flachem Gewinde vor; sie trägt auf der gewölbten Oberseite gleichmäßige Spiralen, weist am seitlichen Abfall oben und unten je eine stärkere Kante auf und ist auf der Unterseite glatt. Der Nabel ist weit geöffnet. Die gleiche Skulptur weisen unbenannte Schälchen aus dem Miocän von Dingden (Koll. Semper), sowie drei Exemplare einer als *A. Hennei* Nyst bezeichneten Art aus dem Mio—Pliocän von Antwerpen auf.

20. *Natica Alderi* Forbes.

von Koenen: Miocän (28) II, S. 234.
Bucquoy Dollfus und Daützenberg: Mollusques du Roussillon I, S. 143, T. 18, Fig. 13—18.
Ravn (37), S. 292, T. 3, Fig. 9.

Drei Stücke von Klein-Afrika stimmen in der Ausbildung des Nabels überein mit Exemplaren der *N. hemiclausa* von Walton on Naze, nur sind bei den Sylter Stücken die Mittelwindungen stärker gewölbt. Der Umriß der Schale wird dadurch etwas kugelig, nicht so flach im oberen Teil, wie die vorliegenden Stücke der *N. hemiclausa* von Walton und Woods Abbildung (43, Taf. XVI, Fig. 5) es zeigen. Da in der Gestalt ähnliche Stücke mit geschlossenem Nabel, die im Glimmerton von Morsum vorkomen, sich an *N. Alderi* Forb. anzuschließen scheinen (v. Koenen, 28, S. 236), so ziehe ich die Stücke von Klein-Afrika gleichfalls zu dieser Art. Größe bis 25 mm Länge bei 19 mm größter Breite. Vielleicht gehört hierher auch ein Exemplar von 33 mm Länge bei 27 mm Breite, jedoch läßt der Erhaltungszustand hier zu wünschen übrig.

Ein Exemplar mit dicker Eisenrinde an den Seiten, bei der die Nabelgegend nur teilweise sichtbar war, habe ich 1915 als *Natica Josephinae* angeführt. Bei diesem Stück

handelt es sich, wie die mir jetzt mögliche Präparation ergab, auch um *N. Alderi. N. Josephinae* fehlt schon im Glimmerton, und ich habe sie im Limonitsandstein nicht beobachtet.

21. *Nacita* cf. *catenoides* S. Wood.

Wood: Crag Mollusca S. 141, T. 16, Fig. 10.
Nyst: Scaldisien S. 66, T. 5, Fig. 7a.

Große und kleine Schalen von *Natica* treten häufig auf in L I sowohl als auch besonders in Klein-Afrika; aber nur sehr selten lassen sie sich von den Eisenrinden soweit befreien, daß genaueres Bestimmen möglich erscheint. Verhältnismäßig große rundliche Schalen (29 mm Länge, 25 mm Breite) stimmen in der Gestalt überein mit Formen aus der Gruppe der *N. catena*, die im englischen Crag weit verbreitet ist. Da der Nabel bei den Sylter Stücken verhältnismäßig weit geschlossen ist, dürfte es sich nicht um *N. catena* selber, sondern um *N. catenoides* handeln. Diese Frage ist jedoch schwer zu entscheiden, da der zumeist von Eisenrinden erfüllte Nabel nur selten hinreichend freigelegt werden kann. Große *Natica*-Arten fehlen dem Glimmerton im allgemeinen, nur aus dem Glimmerton vom Morsumkliff liegen mir einzelne Schalen bis 38 mm Höhe vor.

22. *Scala (Hyaloscala) minuta* Sow. var. *gigantea* nov. var. Taf. II, Fig. 13 und 14.

Von dieser Art sammelte ich 1919/20 drei ziemlich vollständige Exemplare in Klein-Afrika. Außerdem liegt mir ein kleines vollständiges Gehäuse und Bruchstücke von 2 bis 3 Windungen vom gleichen Fundpunkt aus Koll. Semper vor. Das größte Stück (6 Windungen) mißt 27 mm Länge bei 10,5 mm größter Breite, vollständig erhalten, dürfte es bei 8 bis 9 Windungen 31 mm lang gewesen sein. Bei dem größten Stück sind 22, bei den kleineren 18 und 17 Mundränder auf der Schlußwindung vorhanden. In der Literatur finde ich nur bei Cerulli-Irelli (9, 20) T. 21, Fig. 16, eine den Syltern entsprechende *Scalaria* abgebildet. Cerulli-Irelli schreibt dazu: die *S. minuta* hatte Wood: Crag-Mollusca mit seiner *S. clathratula* Turt. vereinigt, jedoch bildet Cossmann: Paléoconchologie comparée IX T. 1, Fig. 45, eine *S. minuta* Sow. aus dem Scaldisien von Antwerpen ab. F. W. Harmer berichtete ihm brieflich, daß *S. clathratula* im Crag fehle und daß die *S. clathratula* Turt. bei Wood gleich *S. minuta* Sow. sei. Cerulli-Irelli erwähnt ausführ-

lich die Unterschiede zwischen *S. minuta* Sow. und der ihr ähnlichen *S. clathratula* Turt. und *S. pulchella* Biv. Zu der Abbildung, die Cerulli-Irelli gibt, passen die Sylter Stücke gut bis auf das bei ihnen noch schlankere Gewinde und die viel beträchtlichere Größe. In der Tafelerklärung zu der 39 mm langen Abbildung Cerulli-Irellis ist als Vergrößerung doppelte natürliche Größe angegeben, danach wäre die Länge 19½ mm, im Text wird jedoch 14 mm Länge bei 5 mm Breite angegeben.

23. *Subulicala Wolffiana* n. sp. Taf. II, Fig. 12.

Sieben Exemplare, davon das größte 20,5 mm Länge bei 8 mm größter Breite mißt. Das abgebildete Stück hat 16 zu 6,5 mm Ausmaße. Das größte Stück hat 8, das abgebildete 6 Umgänge. Die Schale ist schlank turmförmig, der letzte Umgang ist kürzer als die Hälfte des Gewindes. Die Windungen erscheinen bei Stücken mit stark abgeriebenen Lamellen, gewölbt mit tief liegenden Nähten. Bei Stücken mit besser erhaltenen Lamellen sind die Umgänge flach gewölbt und die Nähte wenig vertieft. Die Umgänge sind dicht bedeckt mit feinen geraden Lamellen, deren ich auf dem abgebildeten Stück 32 auf der Schlußwindung zähle (bei einem andern Stück 28). Die Lamellen der aufeinanderfolgenden Windungen fließen an der Naht für gewöhnlich ineinander über. Gegen die Schlußwindung treten vereinzelt zu Mundrändern verdickte Lamellen von doppelter Stärke auf. Da der Zwischenraum der Lamellen von Sandkörnern erfüllt ist, läßt sich etwaige Spiralskulptur nicht erkennen. Die Schlußwindung trägt an der Grenze zur Basis eine stumpfe Kante. Die Basis ist flach und von den Lamellen dicht bedeckt. Die Mündung ist bei keinem der Stücke vollständig erhalten. An der Spindel erscheint der Mundrand etwas verdickt und daran anschließend leicht umgeschlagen. Außer den beiden von Cossmann: Paléoconchologie comparée 9, S. 43 u. 44 erwähnten und auch abgebildeten Arten sind mir nahe verwandte Formen nicht bekannt. Von den erwähnten Arten aus dem Burdigalien Frankreichs unterscheidet sich die Sylter Art durch weniger schlankes Gewinde und die bedeutende Größe. Vorkommen: Klein-Afrika.

24. *Terebra* sp. Koll. Kiel.
25. *Aporrhais.* sp. Koll. Kiel.
26. *Cassidaria echinophora* L.

Bellardi Sacco: VII u. XXXI zahlreiche Abbildungen.

Zwei Exemplare von Klein-Afrika. Da die Stücke nur eine Reihe Knoten auf den oberen Windungen erkennen lassen, handelt es sich nicht um *C. bicatenata* Sow. aus dem Crag, sondern um *C. echinophora*, die so zahlreich und mannigfach variierend im Glimmerton von Morsum auftritt.

27. *Cassis (Echinophoria) Rondeleti* Bast.

Bellardi Sacco: VII p. 41 t. 1, Fig. 40, 41.
von Koenen: Miocän p. 205.

zahlreich im Limonitsandstein (L I und Klein-Afrika), nicht selten im Glimmerton von Morsum.

28. *Nassa (Uzita) reticosa* Sow. Taf. II, Fig. 7, 8 a, 8 b.

Wood: Crag Mollusca I p. 33, T. 3, Fig. 10, a—h.
Nyst: Scaldisien p. 12, T. 2, Fig. 4.
Harmer: Pliocene Mollusca p. 61, T. 3, Fig. 4, 14—19.

Diese interessante Art dürfte neben *Natica* das häufigste Fossil im Limonitsandstein und im Sand von Klein-Afrika sein.

Das Embryonalende besteht aus einer glatten, eingerollten und einer zweiten an Dicke stark zunehmenden Windung. Auf dieser stellen sich die zunächst feinen Spiralen ein (etwa 10), vereinzelt und unregelmäßig treten daneben feine Verdickungen nach Art von Anwachsstreifen auf. Die nächsten Windungen tragen bisweilen nur Spiralen. Nach 3¾—4¼-Windung treten dann auf dem nunmehr ein wenig treppenartig gegen die vorige Windung abgesetzten Umgang die ersten unregelmäßig verteilten Rippchen auf. An einem Jugendschälchen sind jedoch schon mit Beginn der 3. Windung Rippen zu erkennen, wie es auch bei Stücken der Art von Walton on Naze der Fall ist. Diese Rippen verschwinden nahe der unteren Naht und tragen an ihrem oberen Ende eine knotenartige Verdickung.

Die Skulptur der Mittelwindung ist sehr verschieden. Am weitaus häufigsten sind Formen, die sich an die von Wood Taf. 3, Fig. 10 a abgebildete Form anschließen, also kräftige Rippen mit knotenartiger Verdickung an deren Oberende aufweisen. Ferner liegen aus einem Stück harten Limonitsandsteins, wie er lose auf der Oberfläche besonders am Ostende des Kliffes gefunden wird, auf der Schlußwindung rippenlose Exemplare vor, die an die Varietät *incisa* (Harmer, Taf. III, Fig. 4) erinnern.

Ferner liegt mir als Abdruck der obere Teil einer Schale vor, die stark gerippt ist, aber keine Knoten am

Ende der Rippen aufweist. Diese Schale stimmt vollkommen überein mit Exemplaren aus dem Red Crag von Orford Castle, die der Varietät *costata* nahe stehen.

Das größte mir vorliegende Stück, ein Steinkern aus Klein-Afrika, mißt 24 mm Länge.

29. *Nassa* (*Zeuxis*) *syltensis* Beyr.

Beyrich: S. 139, T. 8, Fig. 4.
von Koenen: Miocän S. 194.
Ravn: S. 113, T. 5, Fig. 6.

Beyrich erwähnt schon, daß die Längsrippchen bei dieser Art stark variieren, entweder sie zeigen sich in der zweiten Mittelwindung schwach und verschwinden nachher ganz, oder sie bleiben, aber verschwinden schon in halber Höhe des Umganges (siehe Abbildung bei Beyrich) oder sie sind auch auf der Schlußwindung voll ausgebildet (siehe Abbildung bei Ravn.) Alle drei Varietäten kommen im Glimmerton von Morsum vor. In L I sammelte ich die zuerst genannte Abart, in der Hamburger Sammlung liegt ein Stück Limonitsandsteins (wahrscheinlich loses Stück von der Oberfläche) mit Hohldrücken der letztgenannten Abart. Die rippenlose Varietät ist an den wenigen Rippchen auf der ersten Mittelwindung, sowie an der dichtgedrängten Spiralskulptur und dem kurzen Kanal von *Nassa labiosa* Sow. oder *Nassa Facki* v. Koenen sicher zu unterscheiden.

30. *Buccinopsis Dalei* Sow. sp.

Beyrich: *Fusus ventrosus* S. 249, T. 17, Fig. 2, 3, 4, 5.
von Koenen: Miocän S. 183.
Ravn: S. 109, T. 5, Fig. 1.

Sieben Exemplare, davon sechs aus Klein-Afrika. Bei ausgewachsenen Stücken aus dem Glimmerton von Sylt und Gramm (6—7 cm lang) ist die Schlußwindung bauchig gerundet, im Gegensatz zu den Exemplaren aus dem Crag, bei denen sie zumeist oval gestreckt ist. Bei den miocänen Stücken erscheint der Kanal länger, da bei ihm die Außenseite der Schlußwindung bis an den Mündungsrand hin im unteren Viertel ausgehöhlt ist, während bei rezenten Stücken und denen aus dem Crag diese Einwölbung fehlt. Hier reicht nämlich das jüngste Viertel des letzten Umgangs in gleichmäßiger Wölbung bis an den Ausschnitt des Kanals heran. Stücke aus dem englischen Crag, sowie anscheinend auch die rezenten, erreichen für gewöhnlich nicht die Größe der miocänen Stücke von Gramm und Sylt. Diese unterscheiden sich von den Crag-Exemplaren gleicher Größe

durch eine weniger verdickte Innenlippe und schwächer ausgebildeten Buccinidenkamm. Dies ist offenbar ein primitiver Zustand, denn die ganz großen Stücke aus dem Glimmerton stimmen hierin mit den kleinen Exemplaren aus dem Crag überein.

Exemplare von Gramm weisen eine starke Spiralskulptur auf, solche aus dem Glimmerton von Morsum nur Reste davon, wohingegen an den Stücken aus dem Limonitsandstein keinerlei Spiralskulptur zu bemerken ist.

Beyrich hat Exemplare von Sylt als *Fusus ventrosus* beschrieben. Wenn die Form des Glimmertons von der Cragform konstant verschieden sein sollte, so wäre sie als besondere Art mit dem von Beyrich gegebene Namen zu bezeichnen; einstweilen möchte ich sie als *var. ventrosa* Beyrich sp. auffassen. Die Stücke aus dem Limonitsandstein gehören gleichfalls dieser Varietät an. Im Verhältnis von Länge zu Breite schwanken sie ähnlich wie die Schalen aus dem Glimmerton vom gleichen Fundpunkt (siehe die Angabe bei Beyrich).

Vorfahren von *Buccinopsis* treten wahrscheinlich schon im Gault von Algermissen, Folkestone u. a. O. auf. Die mir vorliegenden Stücke des *Buccinum gaultinum* d'Orb. von Algermissen zeigen weitgehende Übereinstimmung mit schlanken Formen der Gattung *Buccinopsis*, sie unterscheiden sich jedoch durch das Fehlen eines Ausschnittes am Ende des Kanals und durch das Fehlen einer scharfen Kante an der Grenze von Spindel und Kanal. Die Gattung *Buccinopsis* ist bekannt aus dem Mitteloligocän von Aarhus (Ravn.), Itzehoe (Koll. Hamburg) und Freienwalde (Preuß. Geologische Landesanstalt); aus dem Oberoligocän von Krefeld und dem Sternberger Gestein, aus den untermiocänen Geschieben von Bülk, Sonderburg und Stolpe (alle drei Koll. Hamburg), dem obermiocänen Glimmerton von Schleswig-Holstein, dem Crag und lebend. Die Gattung ist somit nicht erst seit dem Pliocän in Nordwesteuropa bekannt, wie es nach Cossmanns Angabe: Paléoconchologie comparée IV, S. 146 den Anschein hat. Sie gehört nicht zu dem im Pliocän in das Nordseebecken eingewanderten Formenkreis (*Mya*, *Buccinum undatum* u. a.), sondern war schon zumindest im Tertiär im Nordseebecken vorhanden, wie ebenfalls *Trivia europaea*, *Lucina borealis*, *Limopsis aurita* u. a.

Rapana Wiechmanni v. Koenen sp., die ich (12, S. 15) mit Vorbehalt aus dem Limonitsandstein anführte, hat

sich, wie zu erwarten, nicht wieder am Morsumkliff gefunden. Bei dem erwähnten Geröll dürfte es sich um ein untermiocänes Geschiebe handeln, wie solche auch am Emmerleffkliff vorkommen.

31. *Fusus eximius var. Stolleyana* n. var. Taf. II, Fig. 9—11.

Von den so mannigfach variierenden Abarten des *Fusus eximius*, die im Glimmerton von Morsum vorkommen, tritt nur eine einzige in den Limonitsandstein über. Es ist dies die von v. KOENEN (28, S. 176) wie folgt erwähnte Abart: „Bei anderen besonders großen Stücken von Sylt . . . . verschwinden die Spiralen auf der oberen Hälfte der Schlußwindung, welche nur zahlreiche (bis zu 20) stark gekrümmte Längsrippen trägt.“ Von dieser Varietät liegen mir aus dem Glimmerton Bruchstücke von 5 Schalen vor (unter 48 Exemplaren von *Fusus eximius*). Eins dieser Exemplare besitzt ein kurzes Gewinde und breite rundliche Umgänge, zwei andere besitzen ein hohes Gewinde aus zahlreichen, etwas flacheren Windungen. Bei allen ist die Spiralskulptur nur auf den ersten Mittelwindungen, sowie auf der Schlußwindung auf dem ausgehöhlten Abfall zum Kanal vorhanden. Die übrigen Windungen und die Wölbung der Schlußwindung tragen stark geschwungene, kräftige Rippen, deren Zahl schwankt (20, 17 und 11). Die Biegung der Rippen ist bei den Stücken mit stark gewölbten Umgängen am stärksten. Bei den Stücken aus dem Limonitsandstein (4 aus L I und 10 von Klein-Afrika) ist der Erhaltungszustand zumeist nicht besonders.

Die Gestalt ist wie bei gedrungenen Stücken von *Fusus eximius* aus dem Glimmerton, zum Teil aber noch gedrungener, da die Schlußwindung im Verhältnis zur Länge der Mittelwindungen länger und breiter erscheint. Länge zu Breite gleich 3,5 und 3,8 zu 1,8 und 1,9.

Das Embryonalende und die ersten Mittelwindungen liegen aus L I in mäßig erhaltenem Zustand vor. Sie zeigen wenige grobe Spiralen, die den Windungen ein kantiges Aussehen geben, wie es bei den zu *Fusus tricinctus* hinüberführenden Formen von Sylt und Langenfelde zu beobachten ist. Die ersten Mittelwindungen tragen gleichmäßige Spiralen, die später verschwinden, und 12—14 Rippen, die auf den ersten Mittelwindungen in sich gerade, später nahe der oberen Naht stark vorgebogen sind. Die Rippen verlaufen mit einer von der oberen zur unteren

Naht gegen die Mündung gerichteten Neigung. Hierdurch erhalten die Stücke ein von *Fusus eximius* und dessen Verwandten abweichendes Aussehen; denn bei diesen verlaufen die Rippen von der oberen zur unteren Naht mit einer gegen das Embryonalende gerichteten Neigung oder allenfalls parallel zur Spindelachse. *Fusus eximius* macht infolge des Verlaufes der Rippen einen steiferen Eindruck als die Var. *Stolleyana*.

Die Schlußwindung trägt bis zu 20 Rippen, die wie auf der Mittelwindung gerichtet sind und auf dem Abfall zum Kanal verschwinden. Hier sind aber Spiralen wechselnder Stärke erhalten, während solche auf der letzten Mittelwindung und der Schlußwindung fehlen. Der Kanal scheint etwas kürzer und der Abfall zum Kanal steiler zu sein, als bei *Fusus eximius*.

Herr Kautsky hat nach freundlicher mündlicher Mitteilung in seiner Monographie der miocänen Fauna von Hemmor für die norddeutschen miocänen *Fusiden* die Gattung *Aquilofusus* aufgestellt. Da diese Arbeit bislang nicht erschienen ist, kann ich nicht entscheiden, ob *Fusus eximius stolleyanus* zu dieser Gattung oder zu *Searlesia* (Harmer 24, S. 135) gehört. Harmer selber stellt Formen aus dem Crag, die möglicherweise auf zweiter Lagerstätte liegen, zu *Searlesia* und vergleicht sie mit oligocänen *Fusiden* (*Fusus Rosenbergi* Ravn.). Auch *Trophon consociale* und *alveolatus*, die dem *Fusus tricinctus* aus dem Glimmerton sehr nahe stehen, stellt er, allerdings mit Bedenken, zu *Searlesia*.

32. *Fusus distinctus* Beyr.

Ravn: S. 130, T. 6, Fig. 14.

Von dieser im Glimmerton von Morsum so häufigen Art liegen mir, und zwar nur aus L. I, Reste von 8 Exemplaren vor, darunter eins mit erhaltenen Jugendwindungen. Die Stücke erreichen nicht die Größe der Schalen aus dem Glimmerton, nämlich nur bis 3 cm anstatt 5 cm Länge. Sie erscheinen zum Teil stärker gedrungen als die Stücke des Glimmertons. Das erhaltene Jugendgewinde mit einer besonders scharfen Spirale läßt erkennen, daß wir es mit *Fusus distinctus* und nicht mit *Fusus gregarius* zu tun haben. Letztere Art liegt mir in einem Exemplar gleichfalls aus dem Glimmerton von Morsum vor. Sie kommt eher als Stammform für die *Sipho*-Arten des Crag in Frage als *Fusus distinctus*. Allerdings weist eine mir

vorliegende Schale des *Sipho gracilis* von Walton on Naze auf der ersten Mittelwindung, gerade dort, wo bei *Fusus distinctus* die stark vorspringende Spirale verläuft, eine stärkere Spirale auf.

Fusus cf. *Puggardi* Beyr.

Nachdem mir zahlreiche, schlecht erhaltene Exemplare von *Nassa reticosa* aus Klein-Afrika vorgelegen haben, wage ich nicht mehr zu entscheiden, ob das einzige, vorliegende Stück aus Koll. Kiel nicht gleichfalls eine aufgetriebene und an der Schlußwindung beschädigte *Nassa reticosa* ist.

33. *Voluta (Scaphella) ?Bolli* Koch.

Ein Bruchstück aus L I und weitere Stücke aus der Koll. Hamburg genügen nicht, um zu entscheiden, ob es sich um *Voluta Bolli* oder *Voluta Lamberti* Sow. handelt. Die Stücke lassen auf eine ursprüngliche Länge von etwa 13 cm schließen, während die größten Stücke aus dem Glimmerton 15—16 cm Länge erreichen.

34. *Cancellaria* sp.

v. Koenen (28, S. 166 und 167) erwähnt Steinkerne von Sylt aus Koll. Semper. Diese Stücke liegen mir vor; es sind drei leidlich erhaltene und Fragmente von vier weiteren Schalen. v. Koenen vergleicht ein Stück mit *Cancellaria acutangularis* und andere Steinkerne mit *Cancellaria spinifera*. Es liegt m. E. auch noch eine dritte abweichende Art vor. Da Mündung und Nabel nicht frei liegen und die Außenskulptur stark zerstört ist, vermag ich keins der Stücke eindeutig zu bestimmen.

35. *Pleurotoma turricula* Brocc. sp.

Ravn: S. 150, T. 8, Fig. 3.
Cossmann: Paléoconchologie 2, S. 77, T. 5, Fig. 11, 12.
Harmer: S. 203, T. 26, Fig. 1, 2.

Nicht selten in L I und alte Sammlung Hamburg.

36. *Pleurotoma (Pseudotoma) intorta* Brocc. sp.

Ravn: S. 139, T. 7, Fig. 4.
Harmer: S. 212, T. 26, Fig. 11—14.

Klein-Afrika, L I und alte Sammlung Hamburg.

37. *Pleurotoma (Spirotropis) modiola* Jan.

Gripp (21), S. 14 sub „Pl. sp. gekielt“.

Im Glimmerton von Morsum kommen Stücke gleicher Größe vor. Ein Exemplar Koll. Kiel.

38. *Conus (Conospira)* cf. *antediluvianus* Brug.

Ravn: S. 158, T. 8, Fig. 5.

Zu den 2 Steinkernen in der Hamburger Sammlung sammelte ich einen weiteren in L I. Ihr hohes Gewinde läßt *C. antediluvianus* vermuten.

39. *Actaeon ?pinguis* d'Orb.

von Koenen (28), S. 330, sub *Tornatella pinguis* d'Orb.
Bellardi-Sacco: 22, S. 35, T. 3, Fig. 36—38.

Zwei jugendliche Stücke liegen aus L I vor, bei denen ich aus Mangel an Vergleichsmaterial nicht entscheiden kann, ob sie *A. pinguis* d'Orb oder *A. Noae* Sow. (Nyst: Scaldisien S. 129, Taf. 7, Fig. 18) näher stehen. Die Unterschiede zwischen beiden Arten erwähnt anscheinend von Koenen a. a. O. S. 331 bei der Besprechung der Schalen von Edeghem.

40. *Volvulella acuminata* Brug. sp.

Ravn: S. 366, T. 8, Fig. 12.
Cossmann: Paléoconchologie I, S. 84.

Ein Schälchen aus L I.

41. *Bulinella (Cylichnina) umbilicata* var. *subelongata* nom. mut.

von Koenen (28), sub *Bulla elongata* Eichw., S. 342.
Nyst: Scaldisien S. 134, T. 7, Fig. 22, sub *Cylichna umbilicata* Mont.
Ravn: S. 366, sub *Cylichna elongata* Eichw. pro parte
Cerulli-Irelli, Pal. Ital. 16, S. 38, T. 4, Fig. 17, sub *Bulinella umbilicata* var. *conuloidea* nov. var.

Zwei gut erhaltene Schälchen liegen aus L I vor und zum Vergleich zahlreiche Stücke aus dem Glimmerton von Morsum. Von Koenen erwähnte schon, daß die Stücke von Vöslau, Sylt, Antwerpen und Edeghem sich durch eine Schale, die nicht flach konisch, sondern gewölbt ist, von der *Bulla elongata* Eichw, wie sie Eichwald, Hoernes (sub *Bulla conulus*) und Bellardi-Sacco 22, Taf. IV, Fig. 13, 14) abbilden, unterscheiden. Neuerdings bildet Cerulli-Irelli unsere und einige nächst verwandte Formen ab, und benennt die den Sylter Exemplaren in Größe und Gestalt nahestehende Form *B. umbilicata* var. *conuloidea* nov. var. Er erörtert das Verhältnis seiner Form vom Monte Mario zu *B. conulus* Wood aus dem Crag und zu *B. elongata* Eichw. und benennt die Form, um Verwirrung zu vermeiden, *conuloidea* nov. var. Diesen Namen hat aber

schon WOOD für seine *B. conulus* non DESH. vergeben (S. WOOD, Crag Mollusca II, S. 322). Da WOODS Abbildung der *B. conuloidea* eine stark konische Form wiedergibt, muß die rundliche Abart, der CERULLI-IRELLI jüngst den gleichen Namen gab, umbenannt werden; ich schlage vor var. *subelongata*. Dieser Varietät rechne ich die Stücke aus dem Limonitsandstein zu, trotzdem auf der hochglänzenden Schale feinste Spiralen unter Lupe zu erkennen sind. Die Stücke aus dem Glimmerton lassen Spiralen im allgemeinen nur am oberen und unteren Ende erkennen; nur bei hochglänzenden Stücken sind sie gleichfalls auf der Mitte der Umgänge sichtbar. Länge des größten Stücks aus dem Limonitsandstein 3,7 mm, Breite 1,9 mm.

42. *Creseis Gageliana* n. sp. Taf. II, Fig. 15.

Aus L I sammelte ich Reste von 11 Schälchen. Keins der Stücke ist vollständig erhalten, und bei der mürben Beschaffenheit des Gesteins ließen sich auch keine größeren Bruchstücke aus dem Gestein herauslösen. Das größte Stück mißt an Länge 17,5 mm, wozu etwa 4 mm hinzuzurechnen sind, um die ursprüngliche Länge zu erhalten.

Dicke 2 mm unter Oberrand 2,1 mm,
Dicke 15 mm unter Oberrand 1 mm,
Dicke am Unterrand 0,5 mm.

Ein ziemlich gut erhaltenes Unterende von 8 mm Länge mißt am Oberrand 2 mm, in der Mitte weniger als 1 mm; es läuft in eine lang ausgezogene, äußerst feine Spitze aus. Ein anderes Bruchstück von 8 mm Länge mißt am Oberrand 3 mm und senkrecht dazu 2,5 mm, am unteren Rand 1,8 mm in jeder Richtung. Ein leidlich erhaltenes Mündungsstück mißt 2,6 und senkrecht dazu 1,6 mm an Durchmesser. Es läßt ferner erkennen, daß der abgeplattete Teil der Schale nahezu eben war. Außer durch diese Abplattung im oberen Teil scheint die Schale bilateralsymmetrisch gewesen zu sein durch eine senkrecht zur Abplattung gerichtete, schwache Biegung im spitzen Teil der Schale. Der Rand der Mündung ist an einem Stück teilweise erhalten, er scheint annähernd in einer Ebene zu verlaufen.

Aus dem Glimmerton ist mir nichts Ähnliches bekannt. *Vaginella tenuistriata* BOLL ist ungleich schlanker und durch die feine Streifung der Schale verschieden. Durch die Gestalt erinnert HARDERS Abbildung (Danmarks geologiske Undersögelse II, Nr. 22, Taf. IX, Fig. 28) an

den Sylter Pteropoden. Harders Deutung der betreffenden Schale aus dem Oberoligocän von Aarhus als *Vaginella depressa* Daud. ist sicher irrig. Inwieweit das abgebildete Stück der *V. tenuistriata* Boll nahesteht, vermag ich nicht zu entscheiden. Jedenfalls fehlt der oberoligocänen Form die Abplattung der Sylter Stücke, auch ist ihre Form gedrungener als bei den Syltern.

3b) Zahn von *Hipparion gracile* aus dem Glimmerton.

(Taf. II, Fig. 16 u. 16a.)

Einen Fund, der für die Altersbestimmung der Schichten vom Morsumkliff sehr wichtig ist, machte Fräulein M. Ingwersen, die Pächterin des Gasthauses Nösse. Sie sammelte 1918 außer den gewöhnlichen Fossilien des Glimmertons und einigen wenigen Stücken von Limonitsandstein am Strand einen Zahn, den sie freundlicherweise der Wissenschaft zur Verfügung stellte. Es handelt sich um einen nicht abgekauten Backenzahn, den Herr E. Wüst, Kiel, gelegentlich eines Besuchs in Hamburg als zu *Hipparion* gehörig erkannte. Herr M. Schlosser, München, der das Stück dann liebenswürdigerweise näher untersuchte, bestätigte, daß es sich um *Hipparion gracile* Kaup handele. Er äußerte sich dazu:

„Ich finde am meisten Ähnlichkeit mit Zähnen des *Hipparion gracile* von Polgárdi und Baltavár in Ungarn und von Veles in Mazedonien, die sowohl in der Größe, als auch in der Stärke und im Charakter der Fältelung am besten mit diesem M^2 des rechten Oberkiefers übereinstimmen, während die Zähne von Eppelsheim und Pikermi größer sind und auch feinere, aber gleichmäßigere Fältelung zeigen. An dem pontischen Alter der ungarischen und mazedonischen Sande ist nicht zu zweifeln, also würde auch der Glimmerton von Sylt dieser Stufe angehören."

Der Zahn ist an der Außenseite und an der Vorderseite der Wurzel ein wenig verletzt, im übrigen aber gut erhalten. An der Außenseite sitzen einige rostfarbene runde Sandkörner fest an dem Zahn, so daß ich zuerst keinerlei Zweifel hatte, das Stück entstamme dem Limonitsandstein, es sei darin durch einen besonders glücklichen Umstand nicht entkalkt und zersetzt worden wie nahezu alle übrigen Fossilien in diesem Gestein. Als aber der Zahn hergerichtet wurde, um abgeformt zu werden, ergab sich, daß

die Höhlungen der Wurzel von grauem, feinsandigem, glimmerhaltigem Ton erfüllt waren. Als dann der Zahn quer durchgeschnitten wurde, um den Verlauf der Schmelzfalten kennenzulernen, zeigte es sich, daß alle feinen Hohlräume im Zahn mit Schwefeleisen ausgefüllt sind. Schwefeleisen aber kann nur im tonigen Gestein der Zersetzung entgehen. Außerdem fanden sich in dem Ton, der in den Hohlräumen der Zahnwurzel saß, Reste von zwei jungen *Natica* und die gleichen, S. 174 aus dem Limonitsandstein erwähnten schwarzen Phosphorsäure enthaltenden Knöllchen, die aber ebenfalls in den fossilführenden, flachen Kuchen aus dem Glimmerton vom Morsumkliff häufig vorkommen. Somit ist es zweifelsfrei, daß der Zahn aus Glimmerton (Gl I od. II) ausgewaschen ist. Der Westteil des Kliffs kommt als Fundpunkt nicht in Frage; weiterer Einzelheiten aber über den Fund konnte sich die Finderin nicht mehr entsinnen.

Ganz abgesehen von der Erkenntnis, daß *Hipparion gracile* so weit nach Norden in Europa auftrat, ist der Fund des Zahnes von Bedeutung, da er einen Ausgangspunkt bietet, die jungtertiären, marinen Schichten des Nordseebeckens mit gleichaltrigen Landablagerungen in Zusammenhang zu bringen.

3c. Analyse der Molluskenfauna des Limonitsandsteins.

Übersicht der bisher aus dem Limonitsandstein bekannten Fossilien.

1. *Echinocyamus Forbesi* Cotteau.
2. *Lunulites* sp.
3. *Nucula* sp.
4. *Pectunculus* sp.
5. *Yoldia glaberrima* Mü. sp.
6. *Unio Wüstianus* n. sp.

7. u. 8. *Erycinidae*.

9. *Lucina (Dentilucina) borealis* L.
10. *Cardium* sp.
11. *Venus* sp.
12. *Tellina (Peronaea)* ex aff. *Benedeni* Nyst.
13. *Syndosmya prismatica* Mont.
14. *Mactra arcuata* Sow.
15. *Corbulomya complanata* Sow.
16. *Teredo* sp.

17. *Dentalium entale* L.
18. *Turbo* oder *Trochus* sp.
19. *Adeorbis Hennei* Nyst.
20. *Natica Alderi Forbes*.
21. *Natica* cf. *catenoides* S. Wood.
22. *Scala (Hyaloscala) minuta* var. *gigantea* nov. var.
23. *Subuliscala Wolffiana* n. sp.
24. *Terebra* sp.
25. *Aporrhais* sp.
26. *Cassidaria echinophora* L.
27. *Cassis (Echinophoria) Rondeleti* Bast.
28. *Nassa (Uzita) reticosa* Sow.
29. *Nassa (Zeuxis) syltensis* Beyr.
30. *Buccinopsis Dalei* Sow. sp.
31. *Fusus eximius* var. *Stolleyana* n. var.
32. *Fusus distinctus* Beyr.
33. *Voluta (Scaphella) ?Bolli* Koch.
34. *Cancellaria* sp.
35. *Pleurotoma turricula* Brocc. sp.
36. „ *(Pseudotoma) intorta* Brocc. sp.
37. „ *(Spirotropis) modiola* Jan.
38. *Conus (Conospira)* cf. *antediluvianus* Brug.
39. *Actaeon ?pinguis* d'Orb.
40. *Volvulella acuminata* Brug.
41. *Bulinella (Cylichnina) umbilicata* var. *subelongata* nom. mut.
42. *Creseis Gageliana* n. sp.

Da von den vorstehend aufgeführten Arten außer den Nummern 4, 12, 26, 27, 30, 35 und 36 auch *Nassa reticosa*, *Fusus eximius var. Stolleyana* und die großen *Naticen* sowohl in L I als auch in Klein-Afrika vorkommen, ist an der stratigraphischen Einheit der Schichten nicht zu zweifeln. Deswegen wird der Inhalt beider Schichten hier abgekürzt als Fauna des Limonitsandsteins bezeicchnet.

L III hat bisher nur die auf S. 177 genannten Arten geliefert, dürfte aber auch gleichen Alters sein.

Es sind 42 verschiedene Molluskenarten im Limonitsandstein nachgewiesen; 30 davon sind näher erkennbar. Von diesen sind bisher aus dem Glimmerton oder älteren miocänen Schichten nicht bekannt 6, nämlich:

Unio Wüstianus,
Mactra arcuata,

Corbulomya complanata[4]),
Subuliscala Wolffiana,
Nassa reticosa,
Creseis Gageliana.

Hiervon sind drei Arten neu, die übrigen drei sind für den englisch-belgischen Crag bezeichnende Formen, also für Schichten, die Vertreter eines Formenkreises enthalten, der erst seit Beginn des Pliocän langsam in NW. Europa, und zwar vollkommen neu auftrat. Wir haben im Limonitsandstein das erste Auftreten jener neuen Molluskengesellschaft vor uns.

Andererseits fehlen von den häufigsten und bezeichnenden Arten des nordalbingischen Glimmertons im Limonitsandstein

alle *Astarten*,
Isocardia Becksi,
Dentalium badense,
Nucula Georgiana u. a.

Bei den zwei letztgenannten kann das Fehlen im Limonitsandstein auf Fazies-Wechsel zurückgeführt werden. *Astarten* jedoch und *Isocardien* finden wir sonst auch in sandigen Sedimenten des Miocän nicht selten. Somit treten bei dem Übergang von Glimmerton zu Limonitsandstein nicht nur Formen neu auf, sondern bisher zahlreich vorhandene verschwinden.

4a. Lagerungsverhältnisse und stratigraphische Stellung des Limonitsandsteins.

Die nähere Altersstellung einer Schicht wird i. A. erkannt aus den Lagerungsverhältnissen und durch Vergleich ihres Fauneninhalts mit dem annähernd gleichaltriger Schichten anderer Vorkommen.

Die Lagerungsverhältnisse des Limonitsandsteins sind, wie oben erwähnt, stark gestört, immerhin läßt sich erkennen, daß Glimmerton, Limonitsandstein und Kaolinsand einen zusammenhängenden Ausschnitt aus ein und demselben Sedimentationszyklus darstellen (12, S. 16).

[4]) Dollfus: Bull. soc. Belge de Géol. Pal. et Hydr. X, S. 25 (1897/99) erwähnt zwar diese Art a. d. Miocän vom Bolderberg, jedoch dürfte es sich dabei wohl nicht um die große Art des Crag, sondern um eine der kleinen C. der Hemmoorer Stufe handeln.

Gestein	Anzeichen mariner Entstehung	Anzeichen festländischen Einflusses
Kaolinsand	—	Grober Sand, Gerölle silurischer Gesteine, Kreuzschichtung
Limonitsandstein	Marine Fauna	Grober Sand, Gerölle silurischer Gesteine, eingeschwemmte Süßwassermollusken
Glimmerton vom Morsum-Kliff	Marine Fauna	Zahn von Hipparion, grobe Quarzkörner
Glimmerton von Nordschleswig	Marine Fauna	—

Es ist zu erkennen der Übergang von Gl zu L zwischen Gl II und L I.

Es ist zu erkennen der Übergang von L zu K in Klein-Afrika.

Hieraus ergibt sich, daß der Limonitsandstein das Hangende des Glimmertons ist. Um das Alter des Limonitsandsteins nach unten begrenzen zu können, sind wir demnach genötigt, das Alter des Glimmertons genau festzulegen.

Schon Beyrich (2) verglich den Glimmerton mit dem Tegel von Wien (heute = Tortonien), er trennte aber noch nicht die Ablagerungen vom Typus Dingden (Mittelmiocän) von dem petrographisch ähnlichen, nordalbingischen Glimmerton. Als Mayer in Zürich dann 1860 die tonigen Ablagerungen „des contrées germaniques limitrophes de la Mer du Nord“ der tortonischen Stufe zuteilte, widersprach I. O. Semper (39), und betonte, daß der Glimmerton den tieferen Schichten des Crag näherstände als den Ablagerungen der tortonischen Stufe. von Koenen (27) kam zu dem Ergebnis, die Ablagerungen von Dingden (heute = Mittelmiocän), das Holsteiner Gestein (= Untermiocän + Mittelmiocän) und der Glimmerton sind aus paläontologischen Gründen nicht voneinander zu trennen. 1883 (17) erklärte Gottsche sogar den Glimmerton für älter als das Holsteiner Gestein; eine Ansicht, die er aber 1887 (19) zurücknahm, nachdem 1885 von Koenen (29) den Glimmerton für jünger als das Holsteiner Gestein, und zwar für Obermiocän, erklärt hatte. Gottsche (20) äußerte sich nicht wieder über die genaue Altersstellung des Glimmertons. von Koenen schrieb dieser Ablagerung 1909 (31) wieder obermiocänes Alter zu und erwähnt, daß sich gewisse Beziehungen zum

Crag erkennen lassen. Er nähert sich also dem Standpunkt, den 48 Jahre früher SEMPER eingenommen hatte.

Ich selber kam (21, S. 39 u. 44) zu dem Ergebnis, daß der Glimmerton einen längeren Zeitabschnitt umfasse, und zwar das Tortonien + Sarmatien + Pontien. *Cardita Jouanneti* BAST., eine nach DEPÉRET (12) im Helvetien und Tortonien in Südeuropa verbreitete Form, tritt in dem tiefsten Teil des Glimmertons auf (26, S. 29). Da diese Art auch nach Angabe von COSSMANN und PEYROT (11, II, S. 76) mit Schluß des Tortonien plötzlich verschwindet, können die jenes Fossil enthaltenden tieferen Teile des Glimmertons keineswegs jünger als Tortonien sein. Andererseits zeigt das Vorkommen von *Hipparion gracile* KAUP. zu Morsum, daß der obere Teil des Glimmertons dem Pontien gleichaltrig ist. Der Glimmerton stellt somit eine Ablagerung dar, die verhältnismäßig lange Zeiträume (Tortonien + Sarmatien + Pontien) umschließt. Hiermit steht im Einklang, daß die Fauna des Glimmertons verschieden ist, je nachdem, ob sie Aufschlüssen im tieferen oder höheren Teil der Ablagerung entstammt. Es ist z. B. der Nordschleswiger Glimmerton nicht nur ausgezeichnet durch einige Astarten und den *Fusus semiglaber*, sondern es fehlen hier von Arten, die im Glimmerton bei Hamburg häufig sind, *Murex spinicosta* und *Pleurotoma Steinvorthi* vollkommen und *Fusus crispus* BORS. (= *F. Rothi* BEYR.) ist nur in einem einzigen Exemplar von Sylt (37) bekannt und in einem fraglichen Stück von Gramm (28). Erst von Brecklum an südlich kommen in dem dort anstehenden tieferen Glimmerton *Fusus crispus* und *Murex spinicosta* ständig vor.

Das Liegende des Limonitsandsteins ist somit eine im einzelnen bisher noch nicht gegliederte Tonfolge, die das Tortonien bis Pontien einschließlich umfaßt. Da der Limonitsandstein petrographisch und faunistisch unmittelbar an den Glimmerton von Morsum anschließt, kann er nur dem Jüngeren Pontien oder dem Plaisancien angehören.

Es ergibt sich jetzt die Frage nach dem Äquivalent des Limonitsandsteins in den übrigen die Nordsee umgebenden Gebieten.

In Dänemark und dem weiteren Deutschland fehlen entsprechende Ablagerungen. Aus England, Belgien und Holland sind die Schichten an der Grenze Miocän—Pliocän wie folgt bekannt:

Übersicht der Schichtenfolge im unteren Teil des Crags von England
(nach Harmer 25).

Stufe	Gestein	Fossilzone	Stufenbezeichnung	Äquivalent in Belgien
Walton Crag	Eisenschüssiger Sand	Zone der *Neptunea contraria*	Astien = Oberpliocän	Poederlien Scaldisien
Lücke mit Erosionsspuren				
Coralline Crag = Gedgravian	Zoogener Kalksand	Zone der *Mactra triangula*		Casterlien = Zone *à Isocardia cor.*
Liegendes: Londonton Hangendes nicht bekannt				
Lenham Crag	Glaukonitsand und eisenschüssiger Sandstein	Zone der *Arca diluvii*	Plaisancien = Unterpliocän	Diestien = Zone *à Terebratula perforata*
Liegendes: Kreide				

Übersicht der Schichtenfolge im Miocän und Pliocän von Belgien.

Stratigraphische Bezeichnung	Gestein	Haug Traité 1911	Dollfus 1903 (13)		van den Broeck 1902 (8)
Sables *à Neptunea contraria*	Sand	Scaldisien	Sables *à Neptunea contraria* = Astien		Scaldisien
Lücke mit Aufbereitungshorizont					
Sables *à Isocardia cor.*	Sand	Caesterlien	Sables gris d'Anvers *à Isocardia cor.*	Plaisancien-Gedgravien	verschiedene Fazies derselben Stufe = Diestien = Lenhamien *)
Sables gris à bryozoaires, sables verts *à Terebratula perforata*	Sand	Lenhamien = Diestien	Sables de Diest *à Terebratula perforata*		
Sables graveleux *à Hétérocètes*	Sand	Erosionslücke **) Anversien = Miocän	Diestien (13, S. 1258)		
			Lücke		Lücke
Sables noirs *à Pectunculus pilosus*	Sand		Sables noirs d'Anvers-Sud *à Pectunculus pilosus*	Tortonien	Miocène boldérien
Sables gris *à Panopaea Menardi*	Sand		Sables d'Edeghem *à Glycimeris Menardi*		Miocène boldérien

*) Siehe v. d. Broeck: Bull. soc. belge de Géol. P. et. H. I., 1887 Mém. S. 45.
**) Trotz Mourlon II, S. XI aus Mourlon I von Lapparent übernommen und in Haug Traité übergegangen,

Miocän und unteres Pliocän der Niederlande

(nach Molengraaff und Waterschoot (33) und Tesch (41))

Scaldisien	Feiner Glaukonitsand mit Fossilien	Nijmegen, Grave, Utrecht, Woensdrecht
Caesterlien	± toniger Glaukonitsand mit Fossilien	Zeeland und westliches Nordbrabant
Diestien	Glaukonitsand mit Geröllen, Cetazeen-Knochen und *Lingula Dumortieri*	Nördlicher Peelbezirk
Lücke		
Obermiocän	Graugrüner Glaukonitsand mit Fossilien	Peel
Mittelmiocän	Feinsandige Glaukonittone mit Fossilien	Peel, Winterswijk, Eibergen, Rekken u. a.

Liegendes: Oligocän oder Eocän

Die belgischen sables gris à *Panopaea Menardi* entsprechen den Ablagerungen der Reinbeker Stufe. Für die Gleichaltrigkeit zeugen *Murex Nysti* Bosq., *Conus Dujardini* Desh., *Isocardia harpa* Goldf. und andere Arten, die in Deutschland nicht bis in den Glimmerton hinaufreichen. In Holland werden gleichaltrige Schichten von Winterswyk und Umgebung angeführt (33).

Die Glaukonitsande aber, die in Belgien und Holland über den Ablagerungen der Reinbeker Stufe auftreten, weisen deutliche faunistische Beziehungen zu den tieferen Lagen des norddeutschen Glimmertons auf, wie für die holländischen Ablagerungen Molengraaff und van Waterschoot van der Gracht sehr richtig erkannt haben (33, S. 51).

Aus den sables noirs à *Pectunculus pilosus* von Antwerpen nenne ich an Arten, die gleichfalls im Glimmerton, aber nicht älter vorkommen, aus der Liste von van den Broeck (4, S. 56)

Columbella scripta L.
Dentalium badense Partsch
Pecten pes lutrae L.

Aus den die Reinbeker Stufe überlagernden tonigen Glaukonitsanden von der Peel in Holland seien an entsprechenden Arten aufgeführt aus der Liste von MOLENGRAAFF und VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT

Fusus solitarius PHIL.
Pleurotoma (Spirotropis) modiola JAN.
Dentalium badense PARTSCH
Pecten pes lutrae L.

Über diesen Äquivalenten des Unteren Glimmertons liegen in Belgien wie in Holland Schichten, die — wie deutlich erkennbar — nach zeitweiliger Unterbrechung der Sedimentation oder erst nach mehr oder weniger weitgehender Erosion der letztgebildeten Schichten zum Absatz gelangten.

Diese nach der Sedimentationsunterbrechung abgesetzten Schichten des Diestien werden in Belgien dem Pliocän zugerechnet, und ebenso — allerdings unter Vorbehalt — die Glaukonitsande mit *Lingula Dumortieri* von der Peel. Somit fehlen in Belgien wie in Holland die jüngsten Lagen des Miocän infolge Sedimentationsunterbrechung, bzw. prämittelpliocäner Erosion.

In England wurde die Lenham-Stufe bisweilen für Miocän gehalten[5]), neuerdings wird sie zumeist ins Unterpliocän gestellt (s. u.). Leider wird diese Ablagerung im Hangenden und Liegenden gleichfalls von Sedimentationslücken begrenzt. Es sind somit, mit Ausnahme von Sylt, aus dem Nordseebecken keine Sedimente bekannt, die den Übergang von Miocän zu Pliocän in ununterbrochener Sedimentationsreihe erkennen lassen.

Wenn wir somit in England wie in Belgien keine Schichten nachweisen können, die die gleiche stratigraphische Stellung haben wie der Limonitsandstein von Sylt, so kennen wir wenigstens die Sedimentationslücken, denen der Limonitsandstein zeitlich entspricht. Dies ist in Belgien wie in Holland die über den sables noirs à *Pectunculus pilosus* folgende Lücke, in England die Lücke im Liegenden der Lenham-Stufe.

---

[5]) Dies tun auch MOLENGRAAFF und VAN WATERSCHOOT (33, S. 53).

4b. Das Alter der Molluskenfauna im Limonitsandstein.

Es fragt sich jetzt, wie weit die Mollusken des Limonitsandsteins die oben stratigraphisch abgeleitete Alterseinordnung bestätigen.

Dollfus (13, S. 259) gibt an, daß sich die Molluskenfauna des belgischen Diestien von der des Miocäns unterscheide durch das Fehlen der im Miocän noch vertretenen Gattungen: *Conus, Mitra, Ancillaria* und *Xenophora*. Diese vier Gattungen sind im Glimmerton noch vertreten, allerdings *Ancillaria* nur selten und anscheinend nur in den tiefsten Lagen. Im Limonitsandstein aber sind den belgischen Verhältnissen entsprechend jene Gattungen bisher nicht beobachtet, mit Ausnahme von *Conus*. Von dieser Gattung kommt die im belgischen Miocän anscheinend nicht vertretene Art *C. antediluvianus* im Glimmerton und Limonitsandstein vor. Das Auftreten dieser sonst im Nordseebecken ausschließlich miocänen Gattung neben pliocänen Formen (s. u.) findet in der Auffassung des Limonitsandsteins als Übergangsschicht zwischen Miocän und Pliocän eine ungezwungene Deutung.

Von den sechs Molluskenarten des Limonitsandsteins, die im Glimmerton noch fehlen, sind drei neu und nach bisheriger Kenntnis ohne nähere Verwandte im Nordseebecken. Von den übrigen drei

Corbulomya complanata,
Mactra arcuata,
Nassa reticosa

ist *Nassa reticosa* aus dem Coralline Crag und aus dem Diestien von Eynthout, Bolderberg und Loxbergen, *Mactra arcuata* aus den gleichen Schichten vom Bolderberg, sowie aus den Lenham-Schichten Englands zu ältest bekannt. *Corbulomya complanata* hingegen ist nach Tesch (41) in England wie in Belgien erst seit Scaldisien-Waltonian, also etwas jüngeren Schichten bekannt. Alle drei sind typische Vertreter des pliocänen Formenkreises.

Beachtet man andererseits, daß außer *Conus* auch *Fusus distinctus* und *F. eximius Stolleyanus* auf enge Beziehungen zur Glimmertonfauna hinweisen, so muß die Molluskenfauna des Limonitsandsteins als eine Übergangsfauna bezeichnet werden, in der, abgesehen von langlebigen und darum für eine Altersbestimmung belanglosen Arten einige wenige Vertreter des bisher herrschenden Formen-

kreises noch aushalten, wichtige Vertreter dieses Formenkreises aber auch fehlen, und außerdem die ersten Vertreter eines neuen Formenkreises auftreten. Der Molluskeninhalt des Limonitsandsteins ist demnach als eine Übergangsfauna zwischen Miocän und Pliocän zu bezeichnen, entsprechend der stratigraphischen Stellung des Limonitsandsteins als Übergangsschicht.

Da der Glimmerton im Liegenden des Limonitsandsteins sicher dem Pontien angehört und der Limonitsandstein selber neben einer sehr verarmten Miocänfauna die ersten Vertreter des pliocänen marinen Formenkreises, und zwar in großer Individuenanzahl enthält, erscheint es angebracht, die bisher nicht festgelegte Grenze zwischen Miocän und Pliocän, zwischen Glimmerton und Limonitsandstein zu ziehen, dem Limonitsandstein also pliocänes Alter zu geben. Legt man, wie in Deutschland üblich, die Grenze zwischen Miocän und Pliocän mit der Grenze Sarmatische-Pontische Stufe zusammen, so liegt sie im Nordseebecken irgendwo im Glimmerton, also in einer bis 250 m mächtigen, petrographisch nahezu einheitlichen Tonfolge mit einheitlicher, langsam verarmender Fauna. Legt man hingegen die Grenze Miocän-Pliocän mit Depéret und so vielen anderen über die Pontische Stufe, so fällt sie zusammen mit dem sehr wichtigen Wechsel der Molluskenfauna, der im Nordseebecken nach Absatz des Glimmertons mit *Hipparion gracile*, somit pontischen Glimmertons, eingesetzt hat.

Da der Limonitsandstein über dem Glimmerton mit *Hipparion gracile* folgt und selber offenbar nur eine kurze Übergangsphase zum Kaolinsand darstellt, dürfte der Kaolinsand mit den silurischen Geröllen dem gleichen Teil des gleichen Sedimentationszyklus angehören, in dem von Süden die Kieseloolithschotter das Nordseebecken anfüllten. In den tiefsten Teil der Kieseloolithstufe sind bekanntlich die *Hipparion gracile* führenden Sande von Eppelsheim einzuordnen.

4c. Über den Faunenwechsel im Nordseebecken an der Grenze von Miocän und Pliocän.

Der Wechsel der marinen Molluskenfauna an der Grenze von Miocän und Pliocän war, wie uns der Limonit-

sandstein zeigt, im östlichen Nordseebecken ein allmähliches Aussterben *(Nucula Georgiana, Dentalium badense)* und Verschwinden infolge Abwanderns der miocänen Fauna *(Tiphys, Ficula, Mitra, Fusus crispus)* und ein entsprechendes allmähliches Auftreten des neuen pliocänen Formenkreises. Der Wechsel gleicht vollkommen dem allmählichen Aussterben oligocäner und dem Auftreten neogener Formen im Oberoligocän und Untermiocän unserer Gegend (21, S. 47 u. 50) und steht im Gegensatz zu dem plötzlichen Faunenwechsel, wie er zur Zeit der Hemmoorer Stufe (21, S. 53 u. 26, S. 23) im Nordseebecken stattfand.

In den zwei erstgenannten Fällen handelt es sich um einen langsamen, eine ganze Tierprovinz betreffenden Wechsel infolge klimatischer Veränderung[6]). Beim Faunenwechsel zu Beginn der Hemmoorer Stufe aber haben wir es mit einem lokalen Wechsel infolge topographischer Veränderung zu tun, einer Erscheinung, die plötzlich auftritt und unabhängig ist von den vorerwähnten, Großgebiete betreffenden Klimaveränderungen.

5. Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Der Limonitsandstein vom Morsumkliff auf Sylt ist jünger als der Glimmerton ebendort, wie schon J. O. Semper im Jahr 1856 bemerkt hatte, ohne jedoch damit

[6]) F. W. Harmer hat mehrfach (23 u. 25) die Ansicht geäußert, das Auftreten einiger nördlicher Mollusken in den Ablagerungen der Waltonstufe neben südlichen Arten sei auf von Norden kommende Meeresströmungen zurückzuführen, die infolge tektonischer Vorgänge Eintritt in das Nordseebecken gefunden hätten. Ich glaube nicht, daß örtliche tektonische Bewegungen das Auftreten der neuen Fauna veranlaßt haben, denn 1. treten nördliche Formen schon früher auf *(Lyonsia* und *Cyrtodaria* im Untermiocän; *Buccinopsis* seit Oligocän), 2. ist der Wechsel der Faunen ein sehr allmählicher; es treten auf
seit Coralline Crag: *Buccinum undatum, Mya truncata*;
seit Walton Crag: *Hydrobia ulvae, Neptunea contraria, Purpura lapillus, Mya arenaria.*
seit Newbourn oder Butley Crag: *Litorina litorea, Bela turricula, Tellina baltica* u. a.
Aus diesem sehr langsamen Auftreten der neuen Fauna und dem gleichfalls allmählichen Verschwinden der mediterranen Elemente aus den Ablagerungen des Nordseebeckens muß ich auf eine ebenso langsam fortschreitende Ursache zu jener Veränderung schließen. Das dürfte zonaler Klimawechsel, nicht nur örtliches Versinken einer Landbrücke gewesen sein. Allerdings kann dieser letzte Vorgang durch Bildung neuer Wasserstraßen das Vordringen des neuen Formenkreises möglicherweise gefördert haben.

Anerkennung zu finden. Ihm gleichaltrige Schichten sind aus dem Nordseebecken bisher nicht bekannt, sondern er entspricht der Schichtenlücke, die in England unterhalb des Lenhamian, in Belgien zwischen Miocän und Pliocän vorhanden ist.

2. Der Glimmerton von Morsum enthält *Hipparion gracile* und ist somit pontischen Alters.
3. Der Glimmerton Nordwestdeutschlands umfaßt Tortonische + Sarmatische + Pontische Stufe.
4. Nur die tiefsten Lagen des nordwestdeutschen Glimmertons besitzen zeitliche Äquivalente im übrigen Nordseebecken, und zwar die Sande mit *Pectunculus pilosus* in Belgien und Holland.
5. Da die ersten Vertreter des im Nordseebecken für das Pliocän charakteristischen Formenkreises im pontischen Glimmerton von Morsum noch fehlen und erst im Limonitsandstein auftreten, ist die Grenze zwischen Miocän und Pliocän im Nordseebecken oberhalb der Pontischen Schichten zwischen Glimmerton und Limonitsandstein zu ziehen.
6. Die Fauna des Obermiocäns und Pliocäns im Nordseebecken zeigt ein allmähliches Verschwinden des mediterranen Formenkreises und seit dem Pliocän ein allmähliches Auftreten des heute noch vorhandenen Formenkreises.
7. Im Nordseebecken läßt sich seit dem Oberoligocän ein dreimaliger Wechsel der Molluskenfauna erkennen:
   zweimal (Oberoligocän + Untermiocän und seit Pliocän) ein allmähliches Verschwinden bisheriger und gleichzeitig ein allmähliches Auftreten bis dahin in Europa unbekannter Formen.
   und einmal (Hemmoorer Stufe) ein plötzliches Einbrechen des südeuropäischen Formenkreises.

[Manuskript eingegangen am 16. März 1922.]

Erläuterung zu Tafel II.

Fig. 1. *Mactra arcuata* Sow. Rechte Klappe, Klein-Afrika Morsum.

Fig. 2. *Mactra arcuata* Sow. Rechte Klappe, Red Crag von Walton on Naze.

Fig. 3. *Mactra arcuata* Sow. Rechte Klappe, Abguß aus einer Hohlform von Morsum; am Rande beschädigt.

Fig. 4. *Unio Wüstianus* n. sp. Rechte Klappe, Klein-Afrika.

Fig. 4a. *Unio Wüstianus* n. sp. Rechte Klappe, dasselbe Stück von der Außenseite.

Fig. 5. *Corbulomya complanata* Sow. Linke Klappe, am Rande beschädigt. Klein-Afrika.

Fig. 6. *Corbulomya complanata* Sow. Linke Klappe, Scaldisien von Antwerpen.

Fig. 7. *Nassa (Uzita) reticosa* Sow. $^5/_3$ nat. Größe. Morsum.

Fig. 8. „ „ „ „ Nat. Größe. Morsum.

Fig. 8a. „ „ „ „ dasselbe Stück vergrößert.

Fig. 9. *Fusus eximius* var. *Stolleyana* nov. var. Obermiocäner Glimmerton von Morsum.

Fig. 10. *Fusus eximius* var. *Stolleyana* nov. var. L I Morsum.

Fig. 11. *Fusus eximius* var. *Stolleyana* nov. var. Klein-Afrika.

Fig. 12. *Subuliscala Wolffiana* nov. sp. $^5/_3$ nat. Größe. Klein-Afrika.

Fig. 13. *Scala (Hyaloscala) minuta* Sow. var. *gigantea* nov. var. Nat. Größe, Klein-Afrika.

Fig. 14. *Scala (Hyaloscala) minuta* Sow. var. *gigantea* $^5/_3$ nat. Größe, Klein-Afrika.

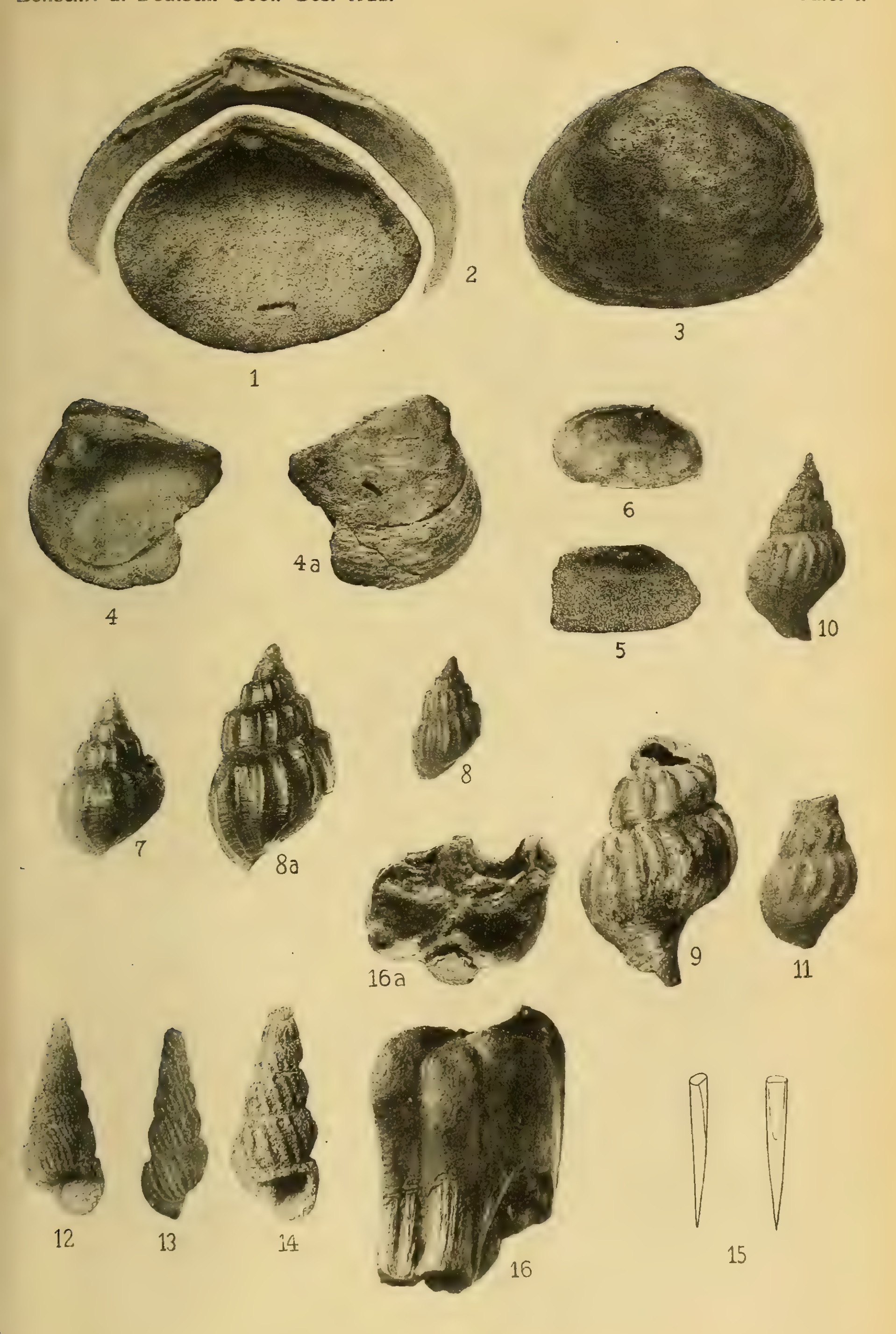
Fig. 15. *Creseis Gageliana* nov. sp. L I, Rekonstruktion in nat. Größe.

Fig. 16. *Hipparion gracile* Kaup sp. M 2 des rechten Oberkiefers von der Innenseite. Nat. Größe. Obermiocäner Glimmerton von Morsum.

Fig. 16a. Desgl. von der Kaufläche.

Soweit nicht anders angegeben, sind die Stücke in natürlicher Größe abgebildet.

Die Originale zu den Abbildungen befinden sich in der Sammlung des Mineralogisch-Geologischen Staatsinstituts zu Hamburg.


1
2
3
4
4a
5
6
7
8
8a
9
10
11
12
13
14
15
16
16a

5. Beitrag zur Kenntnis des faunistischen und floristischen Inhalts der Berliner Paludinenbank.

Von Herrn Th. Schmierer in Berlin-Waidmannslust.

(Hierzu Tafel III.)

Bei der Durchsicht eines sehr umfangreichen Rohmaterials von Bohrproben aus der Paludinenbank, das vor Jahren von Herrn W. Wolff auf dem Grundstück der Löwenbrauerei in Hohenschönhausen gesammelt und Herrn Menzel zur Bearbeitung übergeben worden war, fanden sich neben Tausenden von Paludinen aller Altersstufen auch andere Reste, die bei unserer noch recht mangelhaften Kenntnis des Fossilinhalts der Paludinenbank mein besonderes Interesse erregten. Schon eine flüchtige Durchmusterung des Rohmaterials ließ erkennen, daß die bisher veröffentlichten Listen, die sich meist auf vereinzelte Funde stützten, einer Ergänzung und vielfach auch einer Berichtigung bedürfen.

Das aus der Bohrung Löwenbrauerei Hohenschönhausen zutage geförderte fossilführende Material besteht teils aus einem hell- bis dunkelgrauen feinsandigen Ton, der einen geringen, vorwiegend durch die beigemengten Schaltrümmer verursachten Kalkgehalt aufweist, vorwiegend aber aus einem groben, kiesigen Sand mit einzelnen Geröllen und zahllosen ganzen und zertrümmerten Konchylienschalen. Wenn auch durch die Bohrmethode eine Ausschlemmung des ursprünglichen Sediments erfolgt sein mag, so handelt es sich doch um eine vorwiegend sandige Flußablagerung. Das geht einmal hervor aus dem Ausfüllungsmaterial der Paludinen und anderer Schnecken, die häufig bis zur Spitze mit einem festgepackten groben Sand erfüllt sind, sodann aber auch aus den Gesteinsresten, die häufig noch an der Außenseite der Schalen kleben. Auch Flußgerölle finden sich; so liegt mir ein Wallstein vor, dem durch kohlensauren Kalk Schalreste und Trümmer der tonig ausgebildeten Paludinenbank angekittet sind. Außerdem fanden sich Granite, Diabase, silurische Kalke, Feuersteine, kurz lauter Geschiebe nordischer Herkunft. Aus dieser grobsandig entwickelten Fazies der Paludinenbank stammen die meisten Molluskenreste, die im

folgenden besprochen werden sollen. Es mag eingewendet werden, daß es sich hier um eine sekundäre Lagerstätte handle. Streng genommen liegen natürlich alle Fossilien, die in einer Flußablagerung gefunden werden, nicht mehr an der Stelle, wo sie gelebt haben, sie sind, wenn wir diesen Ausdruck aus dem genetischen System der Kohlen übertragen wollen, primär-allochthon, aber für den Geologen kann es einzig und allein darauf ankommen: ist das Fossil aus einer Schicht höheren geologischen Alters oder anderer Entstehung aufgenommen? Das erscheint aber in unserem Fall ausgeschlossen; dafür bürgt nicht nur das massenhafte, geradezu gesteinsbildende Auftreten, sondern auch die vorzügliche Erhaltung der meisten Fossilien. Ist doch *Pisidium astardoides* vielfach mit Epidermis, *Neritina* fast immer mit der Zeichnung so vorzüglich erhalten, wie es sonst nur bei rezenten Stücken der Fall ist. Die Zweischaler liegen bisweilen noch zweiklappig im Sand, der Transport, den die Mollusken erfahren haben, kann also keinesfalls von großem Ausmaß sein. Die Konchylien führenden groben Sande stellen eine fazielle Vertretung der tonig ausgebildeten Paludinenbank dar, es sind Ablagerungen strömenden Wassers.

Nach den Angaben, die Herrn WOLFF von dem Bohrmeister der Wasserwerk- und Brunnenbaugesellschaft in Achim bei Bremen gemacht worden sind, ist die „Muschelschicht" von 65 bis 68 m u. T. durchsunken worden. Das stimmt nicht ganz genau überein mit den Angaben des von F. KAUNHOWEN aufgestellten und im Bohrarchiv der Geologischen Landesanstalt aufbewahrten Schichtenverzeichnisses, das hier folgen möge (stratigraphische Deutung vom Verfasser):

0— 2 m	Proben fehlen	Ablagerungen der III. Vereisung
2— 23 m	Grauer, sehr sandiger Geschiebemergel	
23— 36 m	Grauer, milder Sand mit Braunkohlenbrocken	
36— 45 m	Steiniger, grober, schwach sandiger Kies (ausgewaschene Grundmoräne)	Ablagerungen der II. Vereisung
45— 54 m	Weißlicher, schwach kiesiger, mittelkörniger, scharfer Sand mit Schalresten und Braunkohlenbröckchen	
54— 62 m	Weißlicher, kliesiger, grober scharfer Sand	
62— 65 m	Bräunlichgrauer, schwach toniger Feinsand und Sand, völlig erfüllt von *Paludina diluviana* in allen Altersstadien	Interglazial I

65— 67 m	Weißlicher, mittelkörniger, scharfer schwach kiesiger Sand	Ablagerungen der I. Vereisung
67— 87 m	Geschiebemergel mit Ton- und Kieseinlagerungen	
87— 89 m	Hellgrauer, mittelkörniger, scharfer Sand	
89— 91 m	Grauer, sandiger Geschiebemergel mit Kies- und Toneinlagerungen	
91—101 m	Grauer sandiger, fester Geschiebemergel	

Im Jahre 1914 ist dann von derselben Firma auf dem Gelände der Löwenbrauerei Hohenschönhausen zum Zweck der Wassererschließung eine Bohrung mit über 1 m Durchmesser auf dem Grund des vorhandenen, 21 m tiefen Brunnenschachtes niedergebracht worden. Diese hat die Paludinenbank bei 65,9 m erreicht, wie aus den Proben hervorgeht, die mir die Bohrgesellschaft freundlichst zur Verfügung gestellt hat. Das Schichtenverzeichnis dieser Bohrung ist folgendes:

0 —21 m	Tiefe des vorhandenen Brunnenschachtes. (Nach der benachbarten Probebohrung grauer, sehr sandiger Geschiebemergel)	Ablagerungen der III. Vereisung
21 —21,5 m	Grauer Geschiebemergel	
21,5—23,1 m	Grauer sandiger Ton (tonige Ausbildung des Geschiebemergels)	
23,1—23,2 m	Grauer Mergelsand	
23,2—25,2 m	Grauer Tonmergel	
25,2—29,8 m	Grauer feinkörniger kalkiger Sand	
29,8—31,5 m	Grauer feinkörniger Sand mit Braunkohlenstückchen	
31,5—46,0 m	Proben fehlen. Nach dem technischen Schichtenverzeichnis	
31,5—32,2 m	„Scharfer Sand mit Kohle“	
32,2—35,5 m	„Scharfer toniger Sand“	
35,5—36,2 m	„Sand mit Holz und Kohle“	
36,2—38,8 m	„Sand“	
38,8—40,5 m	„Toniger Sand“	Ablagerungen der II. Vereisung
40,5—41,5 m	„Grober Sand“	
41,5—43,6 m	„Sand“	
43,6—46,0 m	„Grober Sand mit tonhaltigen Schichten“	
46,0—50,0 m	Kiesiger kalkiger Sand mit Geröllen	
50,0—51,5 m	Feinkörniger Sand mit lignitischen Braunkohlenstückchen	
51,5—53,0 m	Mittelkörniger kalkiger Sand	
53,0—59,6 m	Weißer und grauer feinkörniger Sand	
59,6—59,7 m	Sand mit Stücken einer schwarzen bituminösen Pechkohle	
59,7—61,4 m	Weißer Mergelsand	
61,4—65,9 m	Grauer feinkörniger Sand, kalkig	

65,9—66,3 m	Grober, toniger grauer Sand mit zahlreichen Schalresten von *Paludina diluviana, Valvata* usw.	Interglazial I
66,3— ? m	Grauer Ton mit Schalresten von *Unio* und *Paludina diluviana*	

Aus beiden Schichtenverzeichnissen ist also ersichtlich, daß die Paludinenbank nicht allein durch tonige, sondern auch durch sandige Bildungen vertreten ist.

Was die bisher aus der Paludinenbank veröffentlichten Fossillisten betrifft, so hat bekanntlich zuerst BERENDT[1]) *Paludina diluviana* auf primärer Lagerstätte in einigen Bohrungen des Berliner Untergrunds nachgewiesen. Über die begleitende Molluskenfauna haben GOTTSCHE[2]), WAHNSCHAFFE[3]) (nach den Bestimmungen von MARTENS) und MENZEL[4]) berichtet. Sie sei in der folgenden Liste nach den Veröffentlichungen dieser Autoren zusammengestellt:

	Bohrung Tivoli-Brauerei (nach GOTTSCHE)	Bohrung Niederschönweide (nach WAHNSCHAFFE)	nach MENZEL
Bithynia tenaculata L.	+	—	+
Valvata piscinalis MÜLL. . . .	—	+	+
Valvata naticina MKE.	+	—	+
Valvata antiqua SOW.	—	—	+
Neritina fluviatilis L.	+	—	+
Lithoglyphus naticoides C. PFR.	+	—	+
Sphaerium solidum NORM. . . .	—	+	+
Sphaerium rivicola LAM. . . .	—	+	+
Pisidium amnicum MÜLL. . .	+	—	+
Pisidium pusillum GMEL. . . .	+	—	+
Pisidium henslowianum SHEPP. .	—	+	+
Unio sp.	+	+	+
Dreissensia cf. *polymorpha* PALL.	—	—	+

Die Zusammenstellung MENZELS ist die vollständigste, läßt aber eine Angabe darüber, wie sie zustandegekommen ist, vermissen. Das Material WAHNSCHAFFES aus der Bohrung Niederschönweide ist leider nicht mehr aufzufinden, dagegen standen mir die von GOTTSCHE aus der Bohrung

[1]) Diese Zeitschrift 34 (1882), S. 453.
[2]) Diese Zeitschrift 38 (1886), S. 471.
[3]) Diese Zeitschrift 45 (1893), S. 291.
[4]) Fossilführende Glazial- und Interglazialablagerungen und ihre Leitconchylien in Deutschland. Zeitschr. f. Gletscherkunde 9 (1915), S. 168.

bei der Tivoli-Brauerei gewonnenen Mollusken dank dem Entgegenkommen der Verwaltung des Geologisch-paläontologischen Instituts Berlin zur Verfügung.

Im folgenden sollen an der Hand des bei der Löwenbrauerei Hohenschönhausen gewonnenen reichen Materials die bisherigen Funde einer Revision unterzogen werden.

Gastropoda.

Pupa. Als einzige Landschnecke fand sich ein Exemplar einer ungezähnten *Pupilla muscorum* L. Diese in quartären Ablagerungen weit verbreitete Art tritt bekanntlich schon im Pliocän auf.

Limnaea. Zwei Stücke, von denen das eine zu *Limnaea truncatula* MÜLL. gehört, während das andere die Anfangswindungen einer nicht näher zu bestimmenden *Gulnaria* zeigt. Beide Schalen sind wohl als eingeschwemmt zu betrachten.

Planorbis. Eine zu *Gyraulus rossmaessleri* zu stellende Schale ist gleichfalls ein vereinzelter Fund geblieben. Diese Form versumpfter Wiesen und Gräben hat schwerlich mit der im folgenden zu beschreibenden Molluskenfauna zusammengelebt und ist ebenfalls als ein von außen eingespülter Fremdling anzusehen.

Paludina. Aus der Bohrung Hohenschönhausen liegen Tausende von Paludinen aller Größen vor, die durchweg zu *P. diluviana* KUNTH zu stellen sind. Bemerkenswert ist, daß die sehr zahlreich vorhandenen Embryonen (etwa bis zu einer Größe von 4 Umgängen) die dicke Schale der *P. diluviana* noch nicht zeigen. Erst später erfolgt, offenbar als Reaktion auf den Wellenschlag[5]) des Flusses, eine allgemeine Verdickung der Schale. Die beiden Abänderungen, die NEUMAYR[6]) als var. *gracilis* und var. *crassa* unterscheidet, sind durch alle Übergänge miteinander verbunden. Das Überwiegen der schlanken Form *gracilis* ist unverkennbar, worauf auch NEUMAYR[7]) schon bei seinem von Baumgartenbrück und aus der Tivoli-Brauerei-Bohrung stammenden Material hinweist. Vielleicht spielen auch Ge-

---

[5]) Vgl. GEYER, Verschollene Quartärmollusken. Nachrichtenbl. d. Deutsch. Malak. Ges., 1918, S. 90.

[6]) Über *Paludina diluviana* KUNTH. Diese Zeitschr. 1887 (39), S. 605.

[7]) Über *Paludina diluviana* KUNTH. Diese Zeitschr. 39 (1887), S. 605.

schlechtsunterschiede eine Rolle. *Paludina* ist bekanntlich getrennten Geschlechts, die Weibchen zeichnen sich durch etwas stärker gewölbte Umgänge aus.

Die Paludinen sind fast durchweg vorzüglich erhalten, mit glatter (nicht abgeriebener), bisweilen durch Parasiten angefressener Schale, auf der ab und zu Spuren von Spiralstreifung, besonders unterhalb der Naht, erkennbar sind. Niemals ist eine Bänderung bemerkbar. Niederschläge von Schwefeleisen, die vielfach die Schalen der Mollusken überziehen und mit besonderer Vorliebe in die Nahtfuge eindringen, erzeugen, zumal bei Exemplaren, an denen ein Umgang abgebrochen ist, eine scheinbare Bänderung. Das Band des Stückes, das Kobelt (Wochenschrift f. Aquarien- und Terrarienkunde, Jahrg. 4, 1907, S. 286, Fig. 6) abbildet, scheint auf diese Weise zustandegekommen zu sein.

Über die systematische Stellung der *P. diluviana* ist bekanntermaßen viel gestritten worden. P. G. Krause ist darauf in seiner Arbeit „*Paludina (Vivipara) diluviana* Kunth aus dem älteren Interglazial des Niederrheins (Diese Zeitschr. 66 (1914), S. 93) des näheren eingegangen. Er hält mit Brusina *P. diluviana* für eine ausgestorbene Form, während die mit der Erforschung der rezenten Konchylien und ihrer Lebensbedingungen sich befassenden Malakologen den lebenden Vertreter der *P. diluviana* in Deutschland gefunden zu haben glauben. Kobelt[8]) identifiziert eine in der Elbe bei Hamburg lebende Form, die zu *Vivipara fasciata* Müll. gehörende var. *penthica* Serv., mit *P. diluviana*; Geyer schließt sich ihm noch ganz neuerdings an mit den Worten[9]): „*Paludina diluviana*, die viel angestaunte und mißdeutete, eine Blüte am Stamm der *Vivipara fasciata* Müll., lebt als Reaktionsform rasch fließender Ströme noch heute (*penthica* Serv. in der Elbmündung)“. Hilbert führt von der Kurischen Nehrung eine *Viv. fasciata* var. *diluvianiformis* auf, die Kobelt in seiner Monographie, Taf. 64, Fig. 15, 16, abgebildet hat. Reinhardt[10]) endlich denkt im Hinblick auf die Rückwanderung anderer im Diluvium vorübergehend verbreitet gewesenen pontischen Mollusken an die in Rußland lebende *P.*

---

[8]) a. a. O. und Die Gattung *Paludina* in Martini—Chemnitz, Systematisches Konchylienkabinett, N. F., 1909, S. 325; Taf. 65 a, Fig. 1—16; Taf. 69, Fig. 12—15.

[9]) A. a. O., S. 90.

[10]) Verzeichnis der Weichtiere der Provinz Brandenburg. 2. Ausgabe, Berlin 1899, S. 30.

okaensis Cless.[11]). So berechtigt und beherzigenswert die Forderung ist, beim Studium fossiler Mollusken, zumal wenn sie jüngeren geologischen Alters sind, von der rezenten Fauna und deren Lebensbedingungen auszugehen, so wenig darf von vornherein angenommen werden, daß für jede diluviale Form eine rezente Doppelgängerin vorhanden sei, und daß nur infolge unserer immer noch mangelhaften Kenntnis der rezenten Formen bisher der Erkennungsdienst versagt habe. Ich muß gestehen, die bisherigen, so verschieden ausgefallenen Versuche der Malakologen, *P. diluviana* in der rezenten Fauna wiederzufinden, befriedigen nicht und haben, soviel ich sehe, bei den Geologen wenig Anklang gefunden. Kobelts Abbildungen und Beschreibungen seiner *V. diluviana penthica* von der Elbmündung zeigen, mit meinem Material verglichen, keine zur Identifizierung ausreichende Übereinstimmung. Vor allem fällt an meinen die Überzahl bildenden schlanken Formen eine deutliche Abplattung der Umgänge auf. Die dickschaligen Reaktionsformen aus deutschen und russischen Flüssen dagegen, die mir vorgelegen haben, zeigen, abgesehen von der geringeren Dickschaligkeit, deutlich gewölbte Umgänge, sind in ihrem ganzen Habitus plumper und lassen die charakteristische spitze Kegelform vermissen. Ich möchte mich daher der Auffassung Brusinas anschließen und die trotz ihrer weiten Verbreitung wohl charakterisierte *Paludina* des norddeutschen älteren Diluviums als eine selbständige, heute nicht mehr vertretene Form betrachten, der der Name *Paludina (Vivipara) diluviana* Kunth zukommt. Daß sie gleich vielen jungtertiären dickschaligen Paludinen eine Reaktionsform des stark bewegten Wassers ist, soll dabei nicht geleugnet werden.

Über die Verbreitung der *P. diluviana* hat P. G. Krause nähere Angaben gemacht. Danach ist sie unverkennbar eine Leitform des älteren Diluviums. Auf das Interglazial I scheint sie aber nicht beschränkt zu sein, denn mir liegt ein allerdings erst vier Umgänge zeigendes Stück aus den als „Präglazial" angesprochenen Unstrutschottern von Zeuchfeld mit *Melanopsis acicularis* und *Lithoglyphus pyramidatus* vor. Ich verdanke Herrn Weissermel das leider nicht ausgewachsene Stück. (v. Fritsch und Wüst[12]) kennen aus

[11]) Mollusken des Wolgagebiets. Jahrbücher d. Deutsch. Malak. Ges., 2 (1875), S. 25 ff. Vgl. Kobelt, Monographie der Gattung *Paludina* (a. a. O., S. 331, Taf. 66, Fig. 1—4.).

[12]) Untersuchungen über das Pliocän und das älteste Pleistocän Thüringens. Stuttgart 1901, S. 165.

den Zeuchfelder Melanopsenkiesen nur „*Paludina* sp., Scherben einer dünnschaligen Form“).

Bithynia. GOTTSCHE sammelte in den Proben der Tivoli-Bohrung neben einer Anzahl Deckel ein Exemplar einer auffallend dickschaligen *Bithynia tentaculata* L. von geringer Größe. Von der Löwenbrauerei liegen mir etwa zehn zu dieser Art gehörige Stücke vor, die ebenfalls bei geringer Größe vorwiegend eine dicke Schale aufweisen. Davon ohne Schwierigkeit zu trennen sind etwa sieben größtenteils unvollständig erhaltene Schalen einer größeren *Bithynia*, deren Dickschaligkeit noch deutlicher in Erscheinung tritt. Sie zeigen im übrigen die Merkmale der von BRÖMME aus den Mosbacher Sanden und von WÜST aus den Wendelsteiner Kiesen beschriebenen *B. crassitesta* BR. WÜST betont neben der Dickschaligkeit insbesondere die auf dem letzten und vorletzten Umgang auftretenden Spiralleisten. Diese sind auch bei der Mehrzahl meiner Stücke, und zwar auch schon auf den älteren Windungen, deutlich bemerkbar. Auffallend ist weiterhin das rasche Wachstum in die Breite und der kräftige Spindelrand, während der Außenrand bei den meisten Stücken abgebrochen ist. Auf Taf. III Fig. 5 ist das besterhaltene, aber unter Normalgröße gebliebene Stück abgebildet.

Mit Recht weist WÜST auf die Aehnlichkeit der *B. crassitesta* mit *B. (Neumayria) labiata* NEUMAYR[13]) aus den Kongerienschichten Siebenbürgens hin. Meine Stücke sind zwar kleiner, stimmen aber, soweit sich bei der unvollständigen Erhaltung erkennen läßt, in ihren sonstigen Merkmalen, insbesondere auch ihrem raschen Breitenwachstum mit dem von NEUMAYR auf Taf. XVI, Fig. 11 abgebildeten Stück überein. Die Erhaltung der Bithyniendeckel ist leider nicht gut genug, um erkennen zu lassen, ob neben den einfach konzentrischen B. *tentaculata*-Deckeln auch solche mit einem subzentralen Nucleus, wie er für *B. labiata* charakteristisch sein soll, vorkommen.

Daß *B. crassitesta* und *labiata* in nahen Beziehungen zu *B. tentaculata* stehen, wird von allen Autoren anerkannt. NEUMAYR hält *B. tentaculata* für die Stammform der nur aus dem Tertiär bekannten *B. labiata*, auf WÜST's Stellungnahme ist bereits hingewiesen, BRÖMME erklärt *B. crassitesta* für eine Varietät der *B. tentaculata*, GEYER[14])

---

[13]) HERBICH u. NEUMAYR. Beiträge zur Kenntnis fossiler Binnenfaunen. Jahrb. K. K. Reichsanstalt Wien 1875 (25), S. 401.
[14]) Verschollene Quartärmollusken. A. a. O., S. 91.

sieht darin eine Reaktionsform von *B. tentaculata.* Mein Material reicht zu einem verallgemeinernden Urteil nicht aus. *B. tentaculata* bleibt in der Paludinenbank unter Mittelgröße und ist dickschalig; *B. crassitesta* hat dort den Habitus einer normalen bis großen *B. tentaculata* und zeigt noch stärkere Dickschaligkeit. Beide sind Kümmerformen, denen die Lebensbedingungen, vor allem die starke Wasserbewegung, nicht zusagten. Sie reagierten beide in derselben Richtung durch Verkleinerung und Verdickung[15]) der Schale. Wären beide Reaktionsformen ein und derselben Art, so würden dieselben biologischen Verhältnisse verschieden auf sie eingewirkt haben, was mir undenkbar erscheint. Ich führe daher vorläufig neben *B. tentaculata* die *B. crassitesta* als selbständige Form auf. *B. crassitesta* ist rezent nicht bekannt, fossil ist sie im älteren Diluvium von Mosbach, Petersberg bei Kastel und Wendelstein gefunden.

Pseudamnicola Paul. Nach umfassenden vergleichenden Untersuchungen an rezentem Material bin ich zu der Überzeugung gelangt, daß diese heute im Süden des paläarktischen Faunengebiets weitverbreitete Gattung in der Paludinenbank vertreten ist. Bisher liegt allerdings nur ein, aber wohlerhaltenes Schälchen vor. Unter den zahlreichen, schwer zu unterscheidenden und wohl auch nicht durchweg berechtigten Arten kommen unserer Form mehr oder weniger nahe: *Ps. macrostoma* Küst., *euboica* Kob., *anatina* und *similis* Drap. Mit der letztgenannten Art zeigt sie die größte Übereinstimmung. Das Gehäuse ist auf Taf. III Fig. 3 abgebildet und zeigt die nachstehend aufgeführten Merkmale:

Pseudamnicola similis Drap.

Vgl. Küster in Martini—Chemnitz, Systematisches Konchylienkabinett I, 21. Abt., S. 55, Taf. 10, Fig. 25, 26 (*Paludina similis* Drap.). Westerlund, Fauna paläarktischer Binnenkonchylien VI, S. 69. Rossmässler-Kobelt, Ikonographie N. F. V., S. 49, Taf. 133, Fig. 821.

Gehäuse geritzt, eiförmig-kegelförmig, ziemlich bauchig, dünnschalig, mit feinen Anwachsstreifen, auf dem letzten

[15]) Bollinger (Zur Gastropodenfauna von Basel und Umgebung, Dissert. Basel 1909, S. 61) will allerdings eine gegenteilige Erfahrung gemacht haben: „In fließenden Gewässern wird das an sich stets durchscheinende Gehäuse sehr dünn und nahezu durchsichtig“.

Umgang bisweilen mit feinen aber deutlichen Spirallinien. Gewinde kegelförmig mit ziemlich spitzem Apex, wenig höher als die Mündung. Vier, durch eine tiefe, zuletzt rinnenförmige Naht getrennte Umgänge, der letzte bauchig, an der Naht etwas schulterförmig abgesetzt. Mündung groß, eiförmig, gerade, oben nicht gewinkelt. Mundsaum zusammenhängend, Spindelrand nur oben angeheftet, umgeschlagen und in eine sich am Außenrand verflachende Lippe übergehend. Höhe 3, Durchmesser 2 mm.

Deckel sind nicht gefunden, wohl auch wegen ihrer dünnen, hornartigen Beschaffenheit nicht erhaltungsfähig.

Kobelt gibt als Verbreitungsgebiet für die rezente Art Südfrankreich und Nordafrika an, Westerlund nennt außerdem Italien, Sizilien, Sardinien und Spanien, doch äußert Kobelt wegen der häufigen Falschbestimmungen der *Pseudamnicola*-Arten Bedenken. Ein rezentes Stück von St. Chames bei Marseille ist auf Taf. III, Fig. 4 abgebildet.

Im deutschen Diluvium ist die Gattung *Pseudamnicola* bisher unbekannt geblieben; auch die Angaben Servain's über das rezente Vorkommen von drei Arten der Gattung in der unteren Elbe bei Hamburg haben nach Geyer keine Bestätigung gefunden.

Ps. anatina Drap. stimmt wohl in der Größe, nicht aber im Habitus mit unserem Stück überein, wovon ich mich an dem reichen rezenten Material des Berliner Zoolog. Museums überzeugt habe. *Ps. similis* soll bis zu 7 mm groß werden, es lagen mir aber auch Stücke vor, die, obschon ausgewachsen, unser Exemplar kaum übertreffen.

Valvata. Neben den Paludinen sind Valvaten die häufigsten Mollusken. *Valvata. piscinalis* und eine der *Valvata naticina* nahestehende Form sind beide ungefähr gleich häufig.

Valvata piscinalis Müll. kommt zu Hunderten, aber meist in kleinen Exemplaren vor. Vereinzelt finden sich höher gewundene Stücke, die zu var. *fluviatilis* Colb. gehören dürften.

Die von Menzel aufgeführte *V. antiqua* Sow., die als Reaktionsform des wellenbewegten Wassers auf große Seen und Flüsse beschränkt ist und als solche ebenfalls zur Gruppe der *V. piscinalis* gehört, fand sich merkwürdigerweise nur in ganz vereinzelten Exemplaren.

Neben *V. piscinalis* tritt eine Form auf, die von Gottsche, Wahnschaffe und Menzel zu *V. naticina* Mke. gestellt worden ist. Menzel ist es allerdings aufgefallen,

daß sich die Form der Paludinenbank „durch spitzeres Gewinde“ vom Typus unterscheidet[16]). Bei der Mehrzahl der Stücke fällt in der Tat das verhältnismäßig hohe Gewinde und die tiefere Naht auf, wodurch das Gehäuse seinen *Natica*-ähnlichen Habitus etwas einbüßt (vgl. Taf. III, Fig. 1, 2). Mann könnte an die von Wüst aufgestellte *V. goldfussiana* denken. Diese ist aber bedeutend größer und dickschaliger, wogegen unsere Form meist nicht einmal die durchschnittliche Größe von *V. naticina* erreicht. Herr Wüst, dem ich einige Stücke übermittelt hatte, teilte mir freundlichst mit, daß es sich nicht um *V. goldfussiana* handle.

V. interposita Stef. aus dem italienischen Pliocän stimmt zwar in der Größe und der geringeren Dickschaligkeit besser mit unserer Form überein, zeigt aber höheres Gewinde und ist deshalb ebenso hoch als breit. Unsere Stücke sind dagegen etwas breiter als hoch (Br. 5, H. 4,6 mm) und die Mündung bleibt stets höher als das Gewinde.

Über die Zugehörigkeit unserer Form zur Gruppe der *V. naticina* kann kein Zweifel bestehen (vergleiche Taf. III, Fig. 1, 2). Wenn auch die Mehrzahl ein mehr erhobenes Gewinde zeigt als der Typus dieser Art, so kommen doch daneben auch zahlreiche flacher gewundene, von *V. naticina* kaum zu unterscheidende Stücke vor. Welch geringe systematische Bedeutung aber der Gewindehöhe beizumessen ist, sehen wir bei der *piscinalis-antiqua*-Gruppe mit ihren verschiedenen Zwischenformen. Ich habe mich daher entschlossen, die *Natica*-ähnlichen Valvaten der Paludinenbank durchweg zu *V. naticina* Mke. zu stellen. Die Abweichungen in der Gewindehöhe und Größe sind auf besondere biologische Verhältnisse zurückzuführen. Ich komme darauf später zu sprechen.

V. naticina ist eine sarmatisch-pontische Art. Sie lebt im Schlamm größerer Flüsse östlich der Oder, die sie heute nicht mehr überschreitet. Im älteren Diluvium war ihre Verbreitungsgrenze viel weiter nach Westen vorgeschoben, denn wir kennen sie vom Niederrhein, von Mosbach, Mauer, Pilgerhaus, Hohensachsen und Hangenbieten. Im Interglazial II scheint sie nach unserer bisherigen Kenntnis ihrer östlichen Heimat treu geblieben zu sein; sie kann also mindestens in der Mark, West- und Süddeutschland als bezeichnend für das ältere Diluvium angesehen werden.

[16]) Vgl. P. G. Krause, a. a. O., S. 96.

Neritina. Die Neritina der Paludinenbank ist bisher zu *N. fluviatilis* L. gestellt worden. Von Hohenschönhausen liegen mir etwa 100 Neritinen vor, von denen etwa 20 so vorzüglich erhalten sind, daß selbst die Zeichnung bei rezenten Stücken nicht besser erhalten sein könnte. Diese wechselt, wie es ja bei *Neritina* fast regelmäßig der Fall ist, in weitem Umfang. Dunklere Grundfarbe herrscht vor (Taf. III, Fig. 6—9), ja es kommen fast rein schwarzviolette Stücke vor mit einigen wenigen kleinen, eckigen weißen Flecken (Taf. III, Fig. 6). Das andere Extrem bilden Stücke mit gelblichweißer bis bräunlichgelber Grundfarbe und rot- bis schwarzvioletter Zeichnung, die aus dünnen Zickzacklinien besteht (vgl. insbesondere Taf. III, Fig. 14, 15). Zwischen beiden Extremen bestehen alle Übergänge. Die Zickzacklinien verlaufen in spitzen oder stumpferen Winkeln, die sich an den benachbarten Zickzacklinien wie bei Ammonitenloben zu wiederholen pflegen. Werden die Zickzackbänder breiter, so wird die weiße Grundfarbe auf spitze Winkelzeichnungen, langgezogene Dreiecke oder auch auf hieroglyphenartige Zeichen reduziert. Ein Bild von dieser Mannigfaltigkeit gibt Taf. III, Fig. 6—17. Stimmt schon die Zeichnung unserer Neritinen nicht zu dem Maschennetz der *N. fluviatilis*, so noch weniger Form und Größe. Die Gehäuse sind durchweg im Verhältnis zur Breite höher als *N. fluviatilis*, kugeliger, die Mündung ist weniger in die Breite gezogen und bildet mit der Spindelfläche zusammen einen fast vollkommenen Kreis. Die Höhe beträgt beim größten Exemplar (Taf. III, Fig. 14, 15) 9 mm, die Breite 11,5 mm, während bei *N. fluviatilis* die Zahlen 5—6 bzw. 8—9 mm lauten. Schon aus diesen Merkmalen, die übrigens Geyer in seiner Arbeit: „Über diluviale Schotter Schwabens und ihre Molluskenreste" (Jahresber. u. Mitt. d. Oberrh. Geol. Ver. N. F. IV, S. 131) übersichtlicher und vollständiger zusammengestellt hat, geht hervor, daß es sich nicht um den Formenkreis der *N. fluviatilis*, sondern um den der *N. danubialis* handelt.

Für die norddeutschen diluvialen Neritinen hat zuerst Wüst[17]) die Vermutung ausgesprochen, daß sie größtenteils mit Unrecht zu *N. fluviatilis* gestellt würden. Er verweist auf eine Notiz Kennards[18]), in der auf Grund

[17]) Zentralbl. f. Min. 1911, S. 52.

[18]) Kennard u. Woodward. On the occurence of *Neritina grateloupiana* Fér. in the pleistocene gravels of the Thames at Swanscomb. Proceed. of Malac. Soc. London V (1902/1903), p. 320.

einer Bestimmung von O. Böttger die massenhaft in diluvialen Themseschottern von Swanscomb auftretenden Neritinen zu *N. grateloupiana* Fér. *(crenulata* Klein*)* gestellt werden, und erhebt berechtigten Einspruch gegen diese Bestimmung. Er führt die englische *Neritina* aus den diluvialen Unstrutschottern von Memleben a. U. an. Sein Schüler Wohlstadt[19]) hat die Art unter dem Namen *N. grateloupiana* Kenn. (non Fér.) im Interglazial von Bilzingsleben nachgewiesen. Kormos[20]) stellt die ungarischen unterpleistocänen Neritinen zu *Theodoxus prevostianus* C. Pfr. und zeigt auf einer farbigen Tafel die Variabilität der Zeichnung. Im Text wird leider über die sonstigen Merkmale wenig gesagt, wohl aber die nahe Verwandtschaft der *N. prevostiana* mit *N. danubialis* betont. Die von Kormos abgebildeten Neritinen haben in Form und Zeichnung die größte Ähnlichkeit mit meinem Exemplaren aus der Paludinenbank. Auch an der von Kormos wahrscheinlich gemachten Identität der ungarischen unterpleistocänen Neritinen mit den englischen zweifle ich nicht, mögen sie nun die Krenulationen am Spindelrand, auf die anscheinend von Böttger, wie von Kennard und Wüst besonderer Wert gelegt wird, aufweisen oder nicht. Der Name *N. prevostiana* C. Pfr. kommt jedenfalls nicht in Betracht, da hierunter nach den Originalbeschreibungen eine Kümmerform aus den Thermalquellen von Vöslau usw. verstanden wird.

Auf Grund dieser Literaturangaben vermutete ich eine Identität der Neritinen aus der Paludinenbank mit denen von Swanscomb und mit denen aus dem ungarischen Unterpleistocän, konnte aber bei der Unvollständigkeit der Beschreibungen zu keiner endgültigen Entscheidung gelangen. Ich wandte mich, wie schon des öfteren in zweifelhaften Fällen, an Herrn Geyer in Stuttgart, dem Exemplare der Swanscomber Neritinen vorlagen. Ich erhielt von ihm die Auskunft, „daß die Berliner Neritinen den englischen zum Verwechseln ähnlich sehen, die dunklere und kräftigere Zeichnung haben und überdies durch die zartkrenulierte

---

[19]) Die Molluskenfauna der diluvialen Travertine von Bilzingsleben bei Kindelbrück und Osterode bei Hornburg. Archiv f. Molluskenk. 52 (1920), S. 178 ff.

[20]) Neuere Beiträge zur Geologie und Fauna der Unteren Pleistocänschichten in der Umgebung des Balatonsees. 1910. Sonderabdruck aus dem Werk, Resultate d. wissensch. Erforsch. d. Balatonsees, I. Bd., I. Teil. Paläont. Anhang.

Spindel (einige Exemplare, nicht alle) ausgezeichnet sind[21]).“ Das letztere Merkmal zeigen in der Tat die Berliner Stücke ebenfalls. Die auch bei bester Erhaltung sehr feine und nur mit der Lupe sichtbare Kerbung des Spindelrandes scheint nicht allgemein, aber immerhin bei den meisten Stücken vorhanden zu sein (Taf. III, Fig. 15—17). Natürlich spielt dabei die Erhaltung eine wichtige Rolle. Bei wenigen Stücken steht Zahnfältchen an Zahnfältchen, meist liegt vielmehr ein kurzer glatter Zwischenraum zwischen den einzelnen Fältchen, deren Zahl dann 10—12 beträgt. Am unteren Teil des Spindelrandes erscheinen die Krenulationen am kräftigsten. Auf dem Spindelumschlag liegt links vom gekerbten Spindelrand eine glatte, glänzende, etwa 1 mm breite Fläche, auf der man den Kerbungen entsprechend zarte, zum Spindelrand ungefähr senkrecht, jedoch unregelmäßig verlaufende Rinnen wahrnimmt. Diese nur bei den besten Stücken sichtbaren Rinnen verlieren sich in der restlich verbleibenden Fläche des Spindelumschlags, die einen matteren Glanz und eine äußerst feine, parellel dem Spindelrand gerichtete Chagrinierung aufweist.

Herr Geyer hatte die Freundlichkeit, mir einige der von ihm aus diluvialen Enzschottern bei Bietigheim gesammelten Neritinen, die er unter dem Namen *N. serratiliniformis* a. a. O. veröffentlicht und abgebildet hat, zu überlassen. Er betont aber in dieser Arbeit ausdrücklich das Fehlen der Fältchen am Spindelrand und wiederholte mir brieflich diese Beobachtung. Dieses Moment hat Geyer davon abgehalten, die Neritinen aus den Enzschottern mit den norddeutschen und den englischen zu identifizieren. Daß er aber beide für nahe verwandt hielt, zeigt seine mir gemachte briefliche Mitteilung, daß ihm schon vor Jahren „*Neritina* cf. *serratiliniformis* aus den Unstrutschottern von Kindelbrück“ vorgelegen habe. Nun hat mir vor kurzem Herr Wiegers aus den diluvialen Schottern von Kindelbrück, die den benachbarten interglazialen Kalktuff von Bilzingsleben unterteufen, von dem Lokalsammler Spengler in Sangerhausen gesammelte Neritinen vorgelegt, die mit denen aus der Paludinenbank vollkommen übereinstimmen, nur bedeutend schlechter erhalten sind. Ich habe mich ferner davon überzeugt, daß bei guter Erhaltung unter günstigen

[21]) Vor kurzem hatte auch Herr Wüst die Freundlichkeit, mir einige der von Kennard gesammelten Neritinen zu überlassen. Es sind dies Stücke mit heller Grundfarbe, die mit süddeutschen Stücken Geyers in jeder Beziehung übereinstimmen.

Beleuchtungsverhältnissen auch bei den Neritinen aus den diluvialen Enzschottern die Krenulation am Spindelrand sichtbar wird, nicht allgemein, aber doch in vereinzelten Fällen. Ein irgendwie nennenswerter Unterschied zwischen den süd- und norddeutschen altdiluvialen Neritinen besteht also nicht, und wir dürfen diese unbedenklich als *Neritina serratiliniformis* Geyer bestimmen.

Geyer stellt *N. serratiliniformis* in die Nähe der aus Oberitalien beschriebenen *N. serratilinea* (Z.) Jan. Ich habe mich an der Hand rezenter Stücke, die mir von Herrn Prof. Thiele aus dem Berliner Zoologischen Museum freundlichst zum Vergleich übergeben wurden, überzeugt, daß diese Art keine Spur von Fältelung am Spindelrand zeigt, auch, wie Geyer hervorhebt, in Form und Zeichnung etwas abweicht.

N. serratiliniformis darf als erloschene Art angesehen werden. Fossil ist sie bisher gefunden in den pleistocänen Themseschottern von Swanscomb (Kennard), in der Paludinenbank (Bohrung Tivoli, Bohrung Löwenbrauerei Hohenschönhausen, Bohrungen in der Wuhlheide) im Interglazial I von Körbisdorf (Sammlung d. Geol. Landesanst.), in den Valvatenmergeln der Unstrutschotter von Memleben (Wüst), den altdiluvialen Wipperschottern von Kindelbrück, im Interglazial von Bilzingsleben (Wohlstadt) und in den altdiluvialen[22]) Enzschottern von Bietigheim. Zu *N. serratiliniformis* gehören endlich mit größter Wahrscheinlichkeit die als *Theodoxus prevostianus* C. Pfr. aus dem ungarischen Unterpleistocän beschriebenen Neritinen.

Auf sekundärer Lagerstätte kenne ich die Form aus diluvialen Sanden von Paulsborn bei Grunewald (Museum des Geol.-Paläont. Instituts Berlin).

Lithoglyphus. Bisher kannte man aus der Berliner Paludinenbank nur ein Exemplar eines *Lithoglyphus*, das von Gottsche 1866 abgebildet und zu *L. naticoides* Fér. gestellt worden ist. Das nicht einmal vollständig erhaltene Stück, das im Museum des Geol.-Paläont. Instituts Berlin aufbewahrt wird, stimmt genau mit meinen Stücken von Hohenschönhausen überein. *Lithoglyphus* ist in der Paludinenbank, im Vergleich zu *Paludina*, *Neritina* und *Valvata*, selten, immerhin liegen mir 30—40 mehr oder weniger

---

[22]) Nach Geyer „ist der Molluskenbestand der Enzschotter einer der ältesten, wenn nicht der älteste, den wir in Württemberg haben".

gut erhaltene Stücke vor. Alle sind auffallend klein und ziemlich zerbrechlich, also nicht sehr dickschalig. Es sind zweifellos Kümmerformen, denen die ökologischen Verhältnisse nicht zugesagt haben. Dabei sind wenigstens einige Stücke erwachsen, denn sie zeigen bei vier Umgängen einen kallusartig verdickten Spindelumschlag. (Taf. III, Fig. 18). Die Maße sind, nach der WÜSTschen Methode[23]) mit den verwandten Arten verglichen, folgende:

	Lithoglyphus Paludinenbank Hohenschönhausen mm	*L. pyramidatus* v. MÖLL. rezent mm	*L. pyramidatus* Zeuchfeld (nach WÜST) mm	*L. naticoides* FÉR., rezent (nach WÜST) mm
Gehäusehöhe (Entfernung zwischen Apex und der tiefsten Stelle des unteren Mündungsrandes) . . .	6,5	8,5	6,5—7,0	8,0—10,5
Breitendurchmesser des Gehäuses	5,0	6,0	5,0—5,5	6,0— 9,0
Mündungshöhe einschließlich der Mündungswände	4,5	6,0	5,0	6,0— 9,0
Mündungsbreite einschl. der Schwiele	3,8	5,5	4,0	5,0— 7,5
Entfernung zwischen der oberen Mündungsecke und dem Apex	3,0	4,0	3,0	3,0— 4,0

Gemessen wurde das am besten erhaltene ausgewachsene Stück von *Lithoglyphus* aus der Paludinenbank. Aus dem Berliner Zoologischen Museum lagen mir fünf rezente, von v. MÖLLENDORF in Vrbas (Bosnien) gesammelte und von ihm als *Lithoglyphus pyramidatus* bestimmte Exemplare vor. (Vgl. Taf. III, Fig. 20.) Die Maße des Stückes aus der Paludinenbank stimmen fast genau überein mit den von WÜST angegebenen Maßen des Zeuchfelder *Lithoglyphus*, den WÜST zunächst als *L.* cf. *naticoides* FÉR., später[24]) aber unter Berufung auf KORMOS zu *L. pyramidatus* v. MÖLL. gestellt hat. Der *Lithoglyphus* der Paludinenbank unterscheidet sich außer durch seine weit geringere Größe von *L. naticoides* durch sein mehr in die Länge gezogenes Gehäuse, durch die gleichmäßigere Wölbung des letzten Umgangs, der bei *L. naticoides* in seinem

[23]) a. a. O. S. 229.
[24]) Nachrichtenbl. d. Deutsch. Malak. Ges. 44 (1912), S. 22.

oberen Teil stark abgeflacht erscheint, durch das spitzere Gewinde, das bei *L. naticoides* deutlicher treppenförmig abgesetzt ist, und endlich durch das plötzliche Herabsteigen des letzten Umgangs, wodurch die Heraushebung des Gewindes bewirkt wird. (Taf. III, Fig. 18, 19.) Die von WÜST auf Grund der Abbildung GOTTSCHES ausgesprochene Vermutung, daß der Berliner *Lithoglyphus* nahe Beziehungen zum Zeuchfelder zeige, hat sich also bestätigt. Zwei mir von Zeuchfeld vorliegende, allerdings schlecht erhaltene Stücke stimmen mit den Berlinern überein, sind aber etwas größer.

Ich stelle also den *Lithoglyphus* der Paludinenbank zu *L. pyramidatus* v. MÖLL. Seine nahe Verwandtschaft zu *L. naticoides* FÉR. ist kaum zu bezweifeln. KORMOS[25]) ist der Meinung, daß *L. pyramidatus* von dem pliocänen *L. naticoides* abstamme.

Der Verbreitungsbezirk der rezenten Art ist offenbar noch nicht genauer umgrenzt. Aufgeführt wird sie aus Kroatien und Bosnien sowie aus dem westrussischen Gouvernement Minsk. Fossil kennt man *L. pyramidatus* aus dem Unterpleistocän von Ungarn und aus den präglazialen Unstrutschottern von Zeuchfeld. Der heute in Deutschland lebende und unter dem Einfluß der Schiffahrt sich immer weiter verbreitende *Lithoglyphus* ist *L. naticoides* FÉR. Die bisher angenommene „Rückwanderung" dieser Art ist nach unseren Feststellungen hinfällig geworden.

Lamellibranchiata.

Sphaerium. Sphaerium solidum NORM. wird von WAHNSCHAFFE aus der Bohrung Niederschönweide angegeben. GOTTSCHE kennt die Muschel von der Tivolibrauerei nicht. Sie fand sich aber auch in seinem Material in unverkennbaren Bruchstücken, als „*Pisidium amnicum*" bestimmt.

Von der Löwenbrauerei liegen mir etwa 40 kleinere und größere Schalen vor, darunter auch zweiklappige Stücke, ein Beweis, daß ein längerer Transport nicht stattgefunden haben kann.

Sphaerium rivicola LAM. ist in einigen größeren Bruchstücken, die auf eine auffallende Größe mancher Individuen und damit auch auf zusagende biologische Verhältnisse schließen lassen, in Hohenschönhausen gefunden.

Beide Sphaerien leben heute im Sand des Unterlaufs größerer Flüsse, *Sph. rivicola* auch in Seen.

---

[25]) a. a. O. S. 39.

Pisidium astartoides Sdbg. (Taf. III, Fig. 21, 22.) Hierher gehören sechs linke und vier rechte Schalen, die deutlich durch ihre Gestalt, die geringere Wölbung der Schalen und vor allem durch ihre charakteristische *Astarte*-artige Skulptur von *P. amnicum* abweichen. Bei einem der Schälchen tritt die Oberflächenskulptur stark zurück, so daß man an *P. propinquum* Neum. (Abh. K. K. Reichsanstalt Wien, 1875, VII, H. 3, S. 25, Taf. VIII, Fig. 32, 33) aus den Paludinenschichten Slawoniens erinnert wird. Bei unserer mangelhaften Kenntnis der Pisidien, und zwar auch der rezenten Formen, vermag ich eine endgültige Entscheidung nicht zu treffen.

P. astartoides ist lebend nicht bekannt. Fossil ist die Art weit verbreitet: im Pliocän des Niederrheingebiets (Menzel), im Cromer Forest bed und anderwärts im Diluvium Englands, im älteren Diluvium (älter als junginterglazial) Dänemarks, in Deutschland (nach Wüst[26]) bei Mauer, Mosbach, Hohensachsen und am Pilgerhause bei Weinheim (Baden).

P. amnicum Müll. Neben *P. astartoides* in vereinzelten Schalen. Auch diese für größere Wasserläufe charakteristische Art taucht schon im Pliocän auf und ist in quartären Ablagerungen weit verbreitet.

Pisidium sp. Eine rechte Schale eines ziemlich großen *Pisidium* (Höhe 5, Länge 6 mm), von ungefähr dreieckiger Gestalt wie *P. supinum*, aber deutlich gerippt, sehr starkschalig, Wirbel dicht am Hinterrand stehend, mit aufgeblasenem, den Schloßrand überragenden, lamellenlosen Wirbel, konnte ich nicht näher bestimmen. Herr Geyer schreibt mir darüber: „Das *Pisidium* gehört zu einer von den heutigen Gelehrten umstrittenen Form: *Pis. casertanum ponderosa* Stelfox, *casertanum* Poli, den tykskallede Söform“ Steenberg, *Pis. supinum* f. *inappendiculata?* Geyer“. Das Stück sei auf Taf. III. Fig. 23 abgebildet.

Pisidium supinum A. Schm. Das häufigste *Pisidium*, in allen Größen vertreten. Lebt heute in größeren Flüssen, fossil vom älteren Pleistocän ab weit verbreitet. Von diluvialen deutschen Fundorten sei z. B. genannt: Mauer, Mosbach, „Hochterrasse“ Bietigheim, Bottendorf, Phöben.

---

[26]) Das Vorkommen von *Pisidium astartoides* Sandb. im deutschen Diluvium. Nachrichtenbl. d. Deutsch. Malak. Ges. 41 (1909), S. 183.

Pisidium henslowianum Shepp. Weit seltener als *P. supinum*, eine Form des langsam fließenden und stehenden Wassers. Fossil vom älteren Diluvium ab; z. B. Mauer, Mosbach, Hangenbieten, Wendelstein und Weimar.

Pisidium fontinale C. Pfr. Diese systematisch ziemlich unsicher abgegrenzte Form ist in der Paludinenbank von Hohenschönhausen sehr häufig.

Pisidium pusillum Gm. Unter Gottsches Aufsammlungen befindet sich ein Schälchen dieser Art. Von Hohenschönhausen kenne ich sie nicht.

Unio tumidus Retz.? Reste von *Unio* sind sehr häufig, aber leider nicht sicher bestimmbar, da infolge der Bohrmethode die Schalen stets nur in Bruchstücken zutage gefördert werden. Aus Bruchstücken, die aus der Nähe der Wirbel stammen, läßt sich erkennen, daß diese mit kräftigen, vielfach unter sich bogenförmig verbundenen Höckern besetzt sind. Bohrung Hohenschönhausen, Bohrungen in der Wulheide. — *U. tumidus* lebt in Flüssen und Seen.

Dreissensia polymorpha Pall. Die Wandermuschel wird mehrfach aufgeführt aus der Paludinenbank bzw. dem „Präglazial" der Berliner Gegend, wofür die Paludinenbank so lange gehalten worden ist, bis der Nachweis erbracht wurde[27]), daß sie bei Rüdersdorf von echten glazialen Ablagerungen (Geschiebemergel) unterlagert wird. So schreibt O. Reinhardt[28]) im „Verzeichnis der Weichtiere der Provinz Brandenburg" (Berlin 1899, S. 31): „*Lithoglyphus* war bereits vor der Eiszeit ein Bewohner der märkischen Gewässer; in der Paludinenbank des Kreuzbergs bei Berlin fand Dr. Gottsche 1886 ein Stück dieser Art zusammen mit *Paludina*, *Valvata naticina*, *Neritina fluviatilis* und einigen anderen Schnecken und Muscheln, darunter *Dreissena polymorpha*." In der Originalarbeit von Gottsche wird diese Art aber nicht angegeben, auch fehlt sie in seinen Aufsammlungen. Auch Nehring[29]) kennt sie auf Grund der Funde von Jentzsch nur aus dem Diluvium Ost- und Westpreußens, nicht aber aus der Mark. So viel ich sehe, sind Angaben über das Vorkommen von

[27]) v. Fritsch. Ein alter Wasserlauf der Unstrut. Zeitschr. f. Naturw., 71 (1898), S. 30.

[28]) Reinhardts Bemerkung stützt sich vermutlich auf eine Notiz Friedels (Nachrichtenbl. d. deutsch. Malak. Ges., 22, 1890, S. 197) ungefähr desselben Inhalts.

[29]) Über das fossile Vorkommen von *Cervus dama*, *Cyprinus carpio* und *Dreissena polymorpha* in Norddeutschland. Sitzungsbericht d. Ges. naturf. Freunde, Berlin 1883, S. 68.

Dr. polymorpha im älteren Diluvium der Mark zurückzuführen auf einen älteren Fund von BERENDT[30]), über den mit folgenden Worten berichtet wird: „Nur in einem Exemplar fanden sich *Tichogonia Chemnitzii (Mytilus Wolgae* nach CHEMNITZ oder *polymorphus* PALLAS*)* und *Anodonta cygnea* (var. *piscinalis*), beide völlig gebleicht, wie sämtliche andere Schalen in dem sandigen Abrutsch unter diesem mulschelreichen Sandmergel am Schwielowsee, wohin sie, obgleich noch immer in 50—60 Fuß Höhe über der Havel und zusammen mit anderen der genannten, also nicht wahrscheinlich verschleppt sein können." Dieser Fund ist bis heute vereinzelt geblieben; er erscheint um so zweifelhafter, als die Wandermuschel überall, wo sie auftritt, in großer Häufigkeit in Erscheinung zu treten pflegt. Nach meiner Überzeugung handelt es sich bei beiden Muschelschalen um von Krähen verschleppte Stücke. Auch die Angabe MENZELS[31]), der *Dr.* cfr. *polymorpha* aus der Paludinenbank aufführt, muß ich anzweifeln. In dem umfangreichen Rohmaterial von Hohenschönhausen und anderen Bohrungen fand sich keine Spur dieser Muschel: MENZELS Angabe muß auf einer Verwechslung beruhen. *Dreissensia polymorpha* ist während des Diluviums nur in Ost- und Westpreußen, in der Mark aber erst in historischer Zeit, nach v. MARTENS[32]) zu Anfang des 19. Jahrhunderts, eingewandert.

Pisces.

Unter den spärlichen Fischresten (Zähne, Wirbel, Gräten und Schuppen) ist ohne weiteres erkennbar ein Zahn von *Esox lucius*, dem Hecht. Als bestimmbar erwiesen sich ferner einige Reste, die Herr P. G. KRAUSE sofort als Schlundzähne erkannte. Ein Vergleich mit rezentem Material ergab eine auffallende Übereinstimmung mit den Schlundzähnen von *Leuciscus rutilus*, der Plötze. Herr Professor PAPPENHEIM hatte die Liebenswürdigkeit, diese Reste mit dem rezenten Material des Berliner Zoologischen

---

[30]) Die Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg, insbesondere der Umgegend von Potsdam, 1863, S. 41. — Vgl. auch JENTZSCH (Diese Zeitschr. 32 (1880), S. 668): „Diese letztere Muschel *[Dreissena]* ist bekanntlich durch BERENDT auch bei Potsdam in einem einzigen, daher früher angezweifelten Exemplar gefunden, während sie in Ost- und Westpreußen in Bruchstücken eine der gemeinsten Diluvialkonchylien ist".

[31]) Zeitschr. f. Gletscherkunde, 9 (1915), S. 168.

[32]) Der Zoologische Garten 1865, S. 50 ff.; S. 89 ff.; 1868, S. 115.

Museums zu vergleichen und bestätigte unsere Bestimmung. Aus der Paludinenbank von Hohenschönhausen liegt vor der 2. oder 3. und der 5. Schlundzahn von *Leuciscus rutilus* L. Die Schuppenreste sind leider zu gering, um eine sichere Bestimmung zuzulassen. Herr Professor PAPPENHEIM vermutet, daß es sich um einen Angehörigen der *Percidae* handelt, „vielleicht sogar des gewöhnlichen Barschs, Zanders oder einer *Acerina*-Art, von denen die deutsche Fauna heute im Süden noch mehrere Arten aufweist."

Plantae.

Aus den Paludinensanden stammen nur wenige Pflanzenreste, nämlich nicht näher bestimmbare Laubholzsplitter und zwei Samen von Nuphar luteum Sm. Alle übrigen, im folgenden aufgeführten pflanzlichen Reste stammen aus der tonig entwickelten Paludinenbank. Die Bestimmung der Pflanzenreste[33]) verdanke ich meinem Freunde, Herrn STOLLER, der darüber folgendermaßen berichtet:

„Der Paludinenton aus der Bohrung bei der Löwenbrauerei in Hohenschönhausen enthält vereinzelt und in ganz ungleichmäßiger Verteilung kleine Reste pflanzlicher Organismen. Es handelt sich um eingedriftete kleine, kohlig verrottete Holzsplitterchen, die Laubhölzern zugehören, aber eine Artbestimmung nicht mehr ermöglichen. Gleichfalls vom Ufer her eingedriftet sind einige Nüßchen von der Schwarzerle, Alnus glutinosa. Dazu kommen mehrere Früchtchen und Samenschalen von Wasserpflanzen, und zwar von Arten, die teils in fließendem, teils in stehendem Wasser vorkommen. Im einzelnen konnten folgende Arten bestimmt werden:

Potamogeton coloratus HORN., 1 Fruchtstein
„ *fluitans* ROTH., 3 Fruchtsteine
„ *pusillus* L., 1 Fruchtstein
„ *trichoides* CHAM., 1 Fruchtstein
Sparganium simplex HUD., 1 Fruchtstein
Scirpus lacustris L., einige Nüßchen

? *Dulichium vespiforme* CL. REID. Eine kleine, beschädigte Nuß macht nach Form, Größe und Aussehen den Eindruck, als ob sie zu der genannten, im Diluvium ausgestorbenen Art gehöre.

---

[33]) Die in der tonig ausgebildeten Paludinenbank zahlreich vorkommenden Diatomeen sind nicht bestimmt worden.

Sie wurde übrigens im Berliner Paludinenhorizont des I. Interglazials von mir schon früher einmal festgestellt (Friedrichshagen am Müggelsee)[34].

Carex sectio *Carex*, 1 Nüßchen
Alnus glutinosa Gärtn., 3 Nüßchen
Polygonum lapathifolium L., 1 Früchtchen
Rumex maritimus L., mehrere Fruchthüllen
Nuphar luteum Sm., 2 Samen
Ranunculus Lingua L., 1 Früchtchen
Ranunculus repens L., eine halbe Samenschale
Oenanthe aquatica Lam., 1 Teilfrüchtchen.

In der folgenden Liste sei der gesamte Fossilienbestand der Paludinenbank nochmals zusammengestellt:

Plantae.

Diatomeen (unbestimmt)
Potamogeton coloratus Horn.
„ *fluitans* Roth.
„ *pusillus* L.
„ *trichoides* Cham.
Sparganium simplex Hud.
Scirpus lacustris L.
Dulichium vespiforme Cl. Reid.
Carex sectio *Carex.*
Alnus glutinosa Gärtn.
Polygonum lapathifolium L.
Rumex maritimus L.
Nuphar luteum Sm.
Ranunculus Lingua L.
Ranunculus repens L.
Oenanthe aquatica Lam.

Gastropoda.

Pupa (Pupilla) muscorum L.
Limnaea (Gulnaria) sp.
„ *(Limnophysa) truncatula* Müll.
Planorbis (Gyraulus) rossmaessleri Auersw.
Paludina (Vivipara) diluviana Kunth.
Bithynia tentaculata L.
„ *crassitesta* Brömme.

[34]) J. Stoller, Über das fossile Vorkommen der Gattung *Dulichium* in Europa. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, T. I.

Pseudamnicola similis Drap.
Valvata piscinalis Müll. (*incl. fluviatilis* Colb. und *antiqua* Sow.).
Valvata naticina Mke.
Neritina serratiliniformis Geyer.
Lithoglyphus pyramidatus v. Möll.

Lamellibranchiata.

Sphaerium rivicola Lam.
„ *solidum* Norm.
Pisidium astartoides Sdbg.
„ *amnicum* Müll.
„ sp.
„ *supinum* A. Schm.
„ *henslowianum* Shepp.
„ *fontinale* C. Pfr.
„ *pusillum* Gmel.
Unio tumidus Retz.?

Pisces.

Esox lucius L.
Leuciscus rutilus L.

Vorstehende Liste läßt nicht darüber im Zweifel, daß die Paludinenbank eine Flußablagerung darstellt. Wenn wir von der einen Landschnecke, *Pupa muscorum*, die in einem Stück gefunden ist, und den Einzelfunden von *Limnaea* und *Planorbis* absehen, so besteht die Molluskenfauna durchweg aus kiemenatmenden Flußbewohnern, die sich im Sand und Schlamm am Boden der Gewässer aufhalten, wie die Valvaten, *Lithoglyphus*, *Unio*, die Sphaerien und Pisidien. *Lithoglyphus* ist Schlammbewohner und scheut das flutende Wasser, obschon die Arten ausgesprochene Flußbewohner sind. *Lithoglyphus pyramidatus* lebte vermutlich in ganzen Kolonien in ruhigen Buchten des Stromes. *Valvata* hält sich sowohl auf schlammigem als auch sandigem Untergrund. Die Gehäusehöhe der *piscinalis-antiqua*-Gruppe ist nach Geyer u. a. kein Artmerkmal, sie ist bedingt durch die biologischen Verhältnisse, das Substrat und die Wasserbewegung. Das erhöhte Gewinde der extremen *antiqua*-Form, die in der Paludinenbank außerordentlich selten ist, spricht für schlammigen Untergrund bei starkem Wellenschlag und flachen Ufern, während die *piscinalis*-Form, neben *V. naticina* die häufigste Valvate der Paludinenbank, weniger bewegtes oder tieferes Wasser voraussetzt. Ein auffallendes Merkmal der

Valvaten aus der Paludinenbank, und zwar sowohl der *piscinalis*- als auch der *naticina*-Gruppe, ist die geringe Größe der allermeisten Individuen. Steusloff hat neuerdings die biologischen Verhältnisse, unter denen Zwergformen der *piscinalis*-Gruppe in mecklenburgischen Seen und anderwärts entstanden sind, eingehend untersucht und seine Beobachtungen durch Experimente im Aquarium gestützt. Er kommt zu dem wohl auch auf unseren Fall anwendbaren Ergebnis: „Die Zwergformen unserer Valvaten sind Reaktionsformen auf bestimmte, ziemlich eng umgrenzte Bedingungen ihres Aufenthaltsortes: Flaches, sandiges Ufer eines größeren Gewässers, mit *Chara* bestanden, dem Wellenschlage ausgesetzt."[35]) An den Steinen pflegen sich festzuhalten *Bithynia* und *Neritina*. Die Vertreter der Gattung *Bithynia* scheinen wenig zusagende Lebensbedingungen vorgefunden zu haben. Sie bleiben klein und dickschalig, was auf starke Wasserbewegung schließen läßt. Auch *Paludina diluviana* hat sich zum Schutz gegen den Wellenschlag eine kräftige Schale geschaffen und ist im Vergleich zu ihrer nächsten rezenten Verwandten, der *P. fasciata*, als im Größenwachstum zurückgeblieben anzusehen. Ihre spitz kegelförmige Schale bei schmaler Basis ahmt gewissermaßen das Gehäuse der *Valvata antiqua* nach, und wie diese mag sie eine Reaktionsform des flachen wellenbewegten Wassers bei vorwiegend schlammigem Untergrund darstellen.

Der Molluskenfauna der Paludinenbank verliehen schon nach unserer bisherigen Kenntnis *Paludina diluviana*, *Valvata naticina* und *Lithoglyphus* eine besondere Note. Die übrigen Formen dagegen waren indifferent. Die Neubearbeitung der Molluskenfauna hat gezeigt, daß sie eine verhältnismäßig große Anzahl von Arten enthält, die heute entweder in Deutschland nicht mehr vertreten oder sogar lebend überhaupt nicht bekannt sind. Von den 20 spezifisch bestimmten Mollusken sind vier nur fossil nachgewiesen, nämlich *Paludina diluviana*, *Bithynia crassitesta*, *Neritina serratiliniformis* und *Pisidium astartoides*. Eine fünfte Art, *Lithoglyphus pyramidatus*, ist lebend nur aus Westrußland, Bosnien und Kroatien bekannt geworden, scheint aber fossil, und zwar im Altpleistocän, eine größere Verbreitung gehabt zu haben. *Pseudamnicola similis* Drap., die Vertreterin einer

---

[35]) U. Steusloff, Zwergformen aus dem Kreis der *Valvata piscinalis* (O. F. Müller). Arch. d. Ver. d. Fr. d. Naturgesch. in Mecklenburg, 75 (1922), S. 33.

rezent im südlichen paläarktischen Faunengebiet weitverbreiteten Gattung, hat sich ähnlich wie die vorwiegend jung-interglazialen Belgrandien heute nach Südfrankreich und Spanien zurückgezogen. Auf das Auftreten der Gattung *Pseudamnicola* in altdiluvialen Schichten Mittel- und Nordeuropas wird in Zukunft zu achten sein. Die sarmatisch-pontische *Valvata naticina* hat nur im Altpleistocän die Oder überschritten. Selbst wenn sich herausstellen sollte, daß die Artberechtigung von *Bithynia crassitesta* hinfällig ist, daß sie eine Reaktionsform einer einheimischen rezenten Art darstellt, bliebe der altertümliche Charakter der Molluskenfauna der Paludinenbank immer noch gewahrt. Die sechs genannten Mollusken sind fossil teils aus pliocänen, teils aus altdiluvialen, d. h. „präglazialen" und altinterglazialen, Ablagerungen bekannt. Einer Klarstellung bedarf allerdings noch die Verbreitung der *Neritina serratiliniformis* GEYER. Sie ist altpleistocän in England und in Ungarn. Den altertümlichen Charakter der Bietigheimer Enzschotterfauna betont schon GEYER; ihre interglaziale Entstehung ist kaum anzuzweifeln, die Schotter dürfen also nicht mehr als „Hochterrasse" im üblichen Sinne bezeichnet werden, in dem sie mit der Rißvergletscherung in Beziehung gebracht werden: sie gehören einem Flusse der Mindel-Riß-Interglazialzeit an. Lediglich der von WOHLSTADT aus den interglazialen Kalktuffen von Bilzingsleben bekanntgegebene Fund dieser *Neritina* paßt nicht in das sonstige Verbreitungsniveau der Schnecke. Sie tritt im dortigen Gebiet in zwei Horizonten auf, in einem tieferen bei Kindelbrück, der, wie mir Herr WIEGERS mitteilt, von diluvialen Wipperschottern überlagert wird, und einem höheren, den Kalktuffen von Bilzingsleben, die man geneigt war auf Grund ihrer Wirbeltierfauna (sie enthalten *Rhinoceros Merckii* und *Elephas antiquus*) ins Interglazial II zu stellen. WOHLSTADTS Stellungnahme ist nach dem Auszug seiner Dissertation nicht ganz klar, er betont aber ausdrücklich[36]), daß *Neritina* cf. *grateloupiana* KENN. (= *N. serratiliniformis* GEYER) und *Eulota chouquetiana* TOURN. darauf hindeuten, „daß die Travertine von Bilzingsleben wesentlich älter sind als die der Gegend von Weimar"[37]).

[36]) a. a. O. S. 182.

[37]) Herr WÜST übermittelte mir nachträglich in dankenswerter Weise das einzige von WOHLSTADT im Kalktuff von Bilzingsleben gesammelte, unvollständige und ziemlich abgeriebene Stück der *N. serratiliniformis* und sprach brieflich die Ver-

Wie dem auch sei, der altdiluviale Charakter der Molluskenfauna der Berliner Paludinenbank bleibt bestehen; er ist verbürgt durch *Paludina diluviana, Lithoglyphus pyramidatus*, *Pseudamnicola similis*, *Valvata naticina* und *Pisidium astartoides.* Überdies steht ihr altinterglaziales Alter seit langem aus stratigraphischen Gründen fest.

Man war bisher geneigt, die Paludinenbank für die Ablagerung eines Sees[38]) anzusehen, insbesondere auch deshalb, weil sie hauptsächlich in toniger Ausbildung bekannt war. Bei der Löwenbrauerei Hohenschönhausen ist aber eine fast ganz aus Molluskenschalen bestehende sandig-kiesige Schicht durchbohrt worden, die offenbar mit rein tonigen Paludinenschichten verzahnt ist[39]). Die Mollusken sind am Grund des Flusses, nicht etwa auf seinem Rücken im Geniste, zusammengeschwemmt worden, was durch das fast völlige Fehlen der in Flußgenisten vorwiegend vertretenen dünnschaligen und daher schwimmfähigen Landmollusken erwiesen wird. Aber auffallenderweise fehlen auch die Gehäuse der lungenatmenden Wasserschnecken fast ganz, sei es nun, daß sie, mit dem lebenden Tier oder mit Wasser erfüllt, auf den Grund gerieten und dort im strömenden Wasser zerrieben wurden, sei es, daß wir uns weit ab vom Strand befinden, wo diese Mollusken in stillen, von Wasserpflanzen besiedelten Buchten und Altwässern gedeihen. Die

---

mutung aus, daß es als nicht auf primärer Lagerstätte befindlich, sondern als irgendwie verschleppt anzusehen sei. Das war zunächst auch meine Auffassung. Man hätte auch daran denken können, daß der prähistorische Mensch die auffallend schön gezeichneten Neritinen in den benachbarten Schottern von Kindelbrück gesammelt hätte, in derselben Weise wie der Mensch der Azilienzeit in den Gräbern der Ofnethöhle 4000 Stücke von *Lithoglyphus naticoides* zusammengetragen hat. Nun hat sich aber neuerdings gezeigt, daß *N. serratiliniformis* im Kalktuff von Bilzingsleben durchaus nicht so vereinzelt vorkommt. Herr Spengler in Sangerhausen, ein eifriger Sammler prähistorischer Objekte, will sie in mehreren Exemplaren nicht nur in den Schottern von Kindelbrück, sondern, wie er ausdrücklich hervorhebt, auch im interglazialen Kalktuff von Bilzingsleben gefunden haben, und auch Herr Wiegers hat beim Schlemmen von Kalktuffproben einige kleine, aber unverkennbare Bruchstücke derselben *Neritina* entdeckt.

[38]) Vgl. beispielsweise F. Kaunhowen, Das geologische Profil längs der Berliner Untergrundbahn und die Stellung des Berliner Diluviums. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 27 (1906), S. 381 ff.

[39]) Dasselbe ist übrigens der Fall in der von Kaunhowen (a. a. O. S. 382) veröffentlichten Bohrung auf dem Gelände der Schultheiß-Brauerei.

randliche Fazies der Paludinenbank, in der die lungenatmenden Wasserschnecken und vielleicht auch Landschnecken in größerer Häufigkeit zu erwarten sind, ist bisher noch nicht bekannt geworden. Wir kennen die Paludinenbank nur als Sediment des mehr oder weniger rasch fließenden Wassers, in toniger oder sandiger, nicht aber in kalkiger und mooriger Ausbildung. Und doch kann kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß an das Flußbett des Stroms, in dem die Paludinen usw. lebten, und das sich wahrscheinlich auch vielfach seenartig erweiterte, ausgedehnte Niederungen sich anschlossen, die in jedem Frühjahr, ganz wie bei der heutigen Spree oder Havel, der Überflutung ausgesetzt waren. Dabei wurde Sand und Schlick abgelagert; die im Flußbett lebenden Mollusken konnten durch die Strömung, die großenteils unter dem Einfluß des Windes stand, am Boden weitergerollt werden, zu einer Verfrachtung im Geniste kam es aber nicht, da diese dickschaligen Mollusken im allgemeinen nicht schwimmfähig sind. Wir waren bisher gewohnt, nur tonige Ablagerungen mit zahlreichen Paludinenresten auf „primärer“ Lagerstätte als Vertreter der Paludinenbank anzusehen, ohne zu bedenken, daß in den damaligen Stromgebieten eine weit ausgedehntere Überflutung unter Ablagerung von Sand und Schlick stattgefunden haben muß. Die mit dem toten Tier, mit Schlamm oder Sand erfüllten dickschaligen Mollusken wirkten nicht anders denn als Gerölle, sie waren nur bis zu einem gewissen Grad beförderungsfähig und kamen bei abnehmender Stoßkraft des Wassers zur Ruhe, wogegen die im Wasser schwebenden feinen Ton- und Sandteile weitergeführt wurden. Wir müssen also stratigraphisch vorgehen und nach den fossilfreien Äquivalenten der Paludinenbank suchen. Ich verhehle mir nicht, daß bei der Unbeständigkeit der diluvialen Profile mit großen Schwierigkeiten zu rechnen ist, es muß aber zum mindesten versucht werden, auf diesem Weg weiter zu kommen. Ich habe schon seit vielen Jahren den Verdacht, daß ein großer Teil feinsandiger Tone, die, aufs engste horizontal und vertikal verknüpft mit feinen geröllfreien Sanden, in dem Gebiet zwischen Fürstenwalde a. d. Spree im Osten, Spremberg im Süden und Brandenburg im Westen zutage treten, nichts anderes sind, als der Paludinenbank äquivalente Sedimente eines altinterglazialen Stromnetzes. Solange es sich darum handelte, den Nachweis zu führen, daß die Interglazialzeiten nicht ein bloßes Hirngespinst der Diluvialgeologen sind, waren die strengen Forderungen, die an eine als inter-

glazial anzusprechende Ablagerung gestellt wurden, durchaus berechtigt. Heute darf man wohl aussprechen, daß es auch interglaziale Ablagerungen geben muß, die fossilfrei sind. Oder kennen wir etwa keine modernen Flußsande und Schlicke, die weder tierische noch pflanzliche Reste enthalten? In den genannten Gebieten südlich von Berlin läßt sich an zahlreichen Stellen nachweisen, daß den früher als „Glindower Tone“ bezeichneten Sedimenten in der Tat ihre Stellung unter dem „Unteren“ (II = mittleren) Geschiebemergel zukommt. Sie liegen bei Motzen[40]) unter einem Geschiebemergel, der aus dem Untergrund *Paludina diluviana* aufgenommen hat und der überlagert wird von einem in verschiedener Fazies ausgebildeten Interglazial II. Daß der Untere Geschiebemergel infolge einer in zahlreichen Gruben zu beobachtenden Denudationsdiskordanz vielfach nur in eingefalteten Nestern erhalten ist, und daß die Diskordanz mit dem Rixdorfer Horizont zusammenfällt, darauf habe ich schon früher aufmerksam gemacht[41]). An dieser bald höher bald tiefer gelegten junginterglazialen Denudationsdiskordanz können ganze Schichtverbände ausfallen, beispielsweise kann der durch die bekannten Knochenreste gekennzeichnete Rixdorfer Horizont unmittelbar über oder gar in den „Glindower Ton“ zu liegen kommen. Auf diese Einzelheiten einzugehen, fällt über den Rahmen der uns gestellten Aufgabe hinaus. Nur der Stellung der Tone von Glindow selbst seien in diesem Zusammenhang einige Worte gewidmet. Auch bei Glindow sehen wir wieder die enge Verknüpfung zwischen feinsandigen Tonen und geröllfreien feinkörnigen Sanden, die in zahlreiche Sättel und Mulden gelegt sind. Mitten durch diese Falten verläuft eine nahezu horizontale Denudationsfläche. Über dieser folgen in diskordanter Lagerung die Ablagerungen der jüngsten Vereisung. Sehr instruktive Bilder von diesen Lagerungsverhältnissen hat GAGEL[42]) gegeben. Er stellt allerdings die „Glindower Tone“ an den Schluß der „Hauptvereisung“, weil die durch sie gelegte Denudationsdiskordanz ihm in ihrer vollen regionalen Bedeutung noch nicht bekannt war.

---

40) SCHMIERER und SÖNDEROP, Fossilführende Diluvialschichten bei Mittenwalde (Mark). Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 23 (1902), S. 544.

41) Über fossilführende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf usw. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 33 (1912), S. 402.

42) Über die stratigraphische Stellung des Glindower Tons. Diese Zeitschr., 57 (1905). Monatsberichte S. 34.

Die Diskordanz bedeutet bei Glindow eine recht erhebliche Lücke, an der die Ablagerungen der mittleren Vereisung zum Ausfall gelangt sind. Von großer Wichtigkeit ist die Feststellung GAGELS, daß die konkordant im Hangenden der Glindower Tone auftretenden feinkörnigen Sande kalkfrei oder kalkarm und eisenschüssig verwittert sind (ein Vorgang, der vor der Aufrichtung der Sande erfolgt sein müsse), und daß sie stellenweise Diatomeen und Humusstreifen führen. Er hält diese Schichten für interglazial. Ich möchte ihm darin beistimmen, nur gehören nach meiner Überzeugung die zahlreichen Paludinen, die in den Sanden auftreten, ebenfalls zu den interglazialen Indizien. GAGEL hält sie für auf sekundärer Lagerstätte befindlich. Ich muß gestehen, daß wir diesen Eindruck nicht gewonnen haben, als wir, Herr SCHRÖDER und ich, gemeinsam die Glindower Aufschlüsse ungefähr in derselben Zeit besuchten, als Herr GAGEL seinen Aufsatz über die Stellung der Glindower Tone veröffentlichte. Uns fiel die recht gute Erhaltung der Paludinen und vor allem ihr Vorkommen in ganzen Nestern auf. Den Paludinen führenden Sanden fehlen alle Gerölle. Die dickschaligen und vermutlich mit Sand erfüllten Paludinen waren nicht schwimmfähig, mußten also auf dem Grund des Wassers weiter gerollt worden sein, wenn sie nicht, was mir am wahrscheinlichsten erscheint, in nächster Nähe gelebt haben. Ich sehe also mit GAGEL die Glindower Sande für interglaziale Ablagerungen an, halte sie aber genetisch für untrennbar verbunden mit den darunter liegenden Tonen und sehe in beiden ein Äquivalent der Paludinenbank, das bei Glindow durch das Eis der vorletzten Vergletscherung in Falten gelegt worden ist. Etwa noch vorhandene Reste des älteren Geschiebemergels treten stets unterhalb der interglazialen Denudationsdiskordanz auf; die darüber auftretenden Geschiebemergel und Sande gehören, wie GAGEL gezeigt hat, der letzten Vereisung an.

Es liegt mir fern zu verallgemeinern und etwa kritiklos alle diluvialen Tone, die in dem oben umgrenzten Gebiet aufgeschlossen sind, durchweg in denselben Horizont zu verlegen und ihnen dieselbe Entstehung zuzuschreiben. Das wäre nur die Wiederholung eines vor 30 Jahren bereits gemachten Fehlers. Das wesentliche ist neben dem etwa vorhandenen — wenn auch nur mikroskopischen (Diatomeen) — Fossilinhalt die Stellung der Tone usw. zu der bisher viel zu wenig beachteten und in ihrer Bedeutung verkannten interglazi-

alen Denudationsdiskordanz. Sie ist natürlich in der Regel nicht in Bohrungen zu erkennen, aber ein treffliches Kriterium in Aufschlüssen. Sie bildet, zumal wenn sie in Kombination mit dem Rixdorfer Horizont auftritt, oft die einzige Handhabe, die zu einer Deutung der stratigraphischen Verhältnisse führen kann. Ich mache erneut den Vorschlag, von diesen Gesichtspunkten aus die Aufschlüsse in den Tongruben südlich Berlins zu studieren, und ich zweifle nicht, daß sich auf diesem Weg noch manches Äquivalent der Berliner Paludinenbank auffinden lassen wird.

Erklärung zu Tafel III.

Fig. 1 u. 2. *Valvata naticina* Mke. Paludinenbank Hohenschönhausen.

Fig. 3. *Pseudamnicola similis* Drap. Paludinenbank Hohenschönhausen.

Fig. 4. *Pseudamnicola similis* Drap. Rezent. St. Chamas (Südfrankreich). (Sammlung des Verf.)

Fig. 5. *Bithynia crassitesta* Br. Paludinenbank Hohenschönhausen.

Fig. 6—14. *Neritina serratiliniformis* Geyer. Paludinenbank Hohenschönhausen.

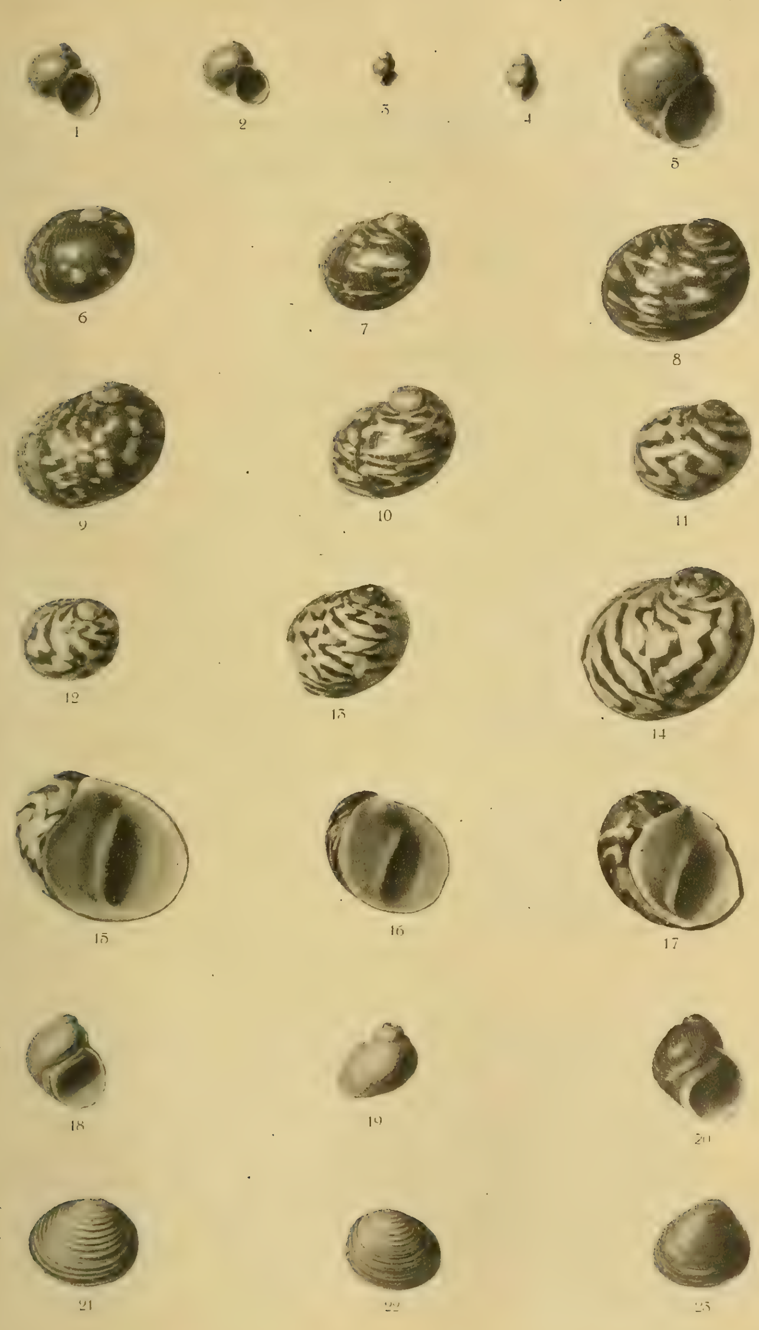
Fig. 18 u. 19. *Lithoglyphus pyramidatus* v. Moelldf. Paludinenbank Hohenschönhausen.

Fig. 20. *Lithoglyphus pyramidatus* v. Moelldf. Rezent. Vrbas (Bosnien). (Zool. Museum Berlin.)

Fig. 21 u. 22. *Pisidium astartoides* Sdbg. Paludinenbank Hohenschönhausen.

Fig. 23. *Pisidium* sp. Paludinenbank Hohenschönhausen.

Die Originale befinden sich, soweit nicht anders angegeben, im Geologischen Landesmuseum Berlin. Vergrößerung 2:1.



G. Hofmann phot. u. gez.

6. Die Fauna und Gliederung des Thüringer Untersilurs.

Von Herrn B. v. Freyberg in Halle a. S.

(Hierzu Tafeln IV und V und 1 Textfigur.)

Einleitung.

Bei der Bearbeitung der untersilurischen Eisenerzlager des ostthüringischen Schiefergebirgs wurde ich auf eine Fauna aus dem Oberen Erzhorizont aufmerksam, die so charakteristische Formen aufweist, daß sie einer eingehenderen Untersuchung würdig schien. Das Untersilur Thüringens ist ja im allgemeinen arm an Fossilien, und deshalb ist jeder neue Fund, der einen Vergleich mit anderen Gebieten ermöglicht, von Interesse. Da nicht nur aus dem Oberen Erzhorizont, sondern auch aus anderen Stufen neues, noch nicht berücksichtigtes Material zur Verfügung stand[1]), soll ein Überblick über die gesamte bis jetzt bekannte Untersilurfauna Thüringens gegeben werden, nach dem sich eine Parallelisierung mit Böhmen, England und Skandinavien einigermaßen genau durchführen läßt. Späteren Fossilfunden wird es vorbehalten sein, diese Gliederung im einzelnen zu ergänzen.

Eine Charakteristik der einzelnen Schichtstufen und einen Überblick über ihre Verbreitung habe ich in meiner Arbeit über die untersilurischen Eisenerzlager[2]) gegeben, so daß ich hier darauf verzichten kann. Zum besseren Verständnis des Folgenden sei nur eine tabellarische Übersicht über die Schichtenfolge mitgeteilt:

---

[1]) Allen den Herren, die mir in entgegenkommender Weise ihre Sammlungen zur Verfügung gestellt haben, spreche ich auch hier meinen herzlichsten Dank aus, vor allem Herrn Betriebsleiter Knauer, Könitz; Bergrat Luthardt, Saalfeld; Lehrer Querchfeld, Rudolstadt; Prof. Dr. v. Seydlitz, Jena; Bergrat Vollhardt, Lehesten; Maurermeister Wagner, Reschwitz. Ein großer Teil der Fauna ist im Besitz der Preuß. Geolog. Landesanstalt, Berlin, und wurde mir besonders durch die liebenswürdigen Bemühungen von Herrn Dr. Dienst zugänglich gemacht.

[2]) Die untersilurischen Eisenerzlager des ostthüringischen Schiefergebirges. Jahrbuch des Halleschen Verbands für die Erforschung der Mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung, Bd. 4.

Tabelle 1.

Hangendes: Unterer Alaunschiefer (Obersilur).

	Lederschiefer	Untersilur
I. Eisenerzlager . . . . . . Hauptquarzit . . . . II. Eisenerzlager	Oberer Erzhorizont	
	Griffelschiefer	
	Übergangsquarzit	
III. Eisenerzlager . . . . . . Sandiger Schiefer . . . . IV. Eisenerzlager	Unterer Erzhorizont	
	Phycodenschichten	
	Leimitzschiefer	

1. Beschreibung der Fauna.

I. Leimitzschiefer.

Die Fauna der Leimitzschiefer ist genügend durchgearbeitet, ich verweise auf die hinten genannten Veröffentlichungen von Brögger und Pompeckj. Beide Autoren kommen zu dem Ergebnis, daß die Schiefer dem englischen Tremadoc und den skandinavischen Ceratopygenschichten gleichzustellen sind.

II. Phycodenschichten.

Problematica.

1. *Phycodes circinatum* Richter.

Findet sich im ganzen Gebiet.

Brachiopoda.

2. *Dinobolus Loretzii* v. Fritsch.

1901. *Dinobolus Loretzii* v. Fritsch, Führer durch das Mineralogische Institut Halle.

Schlecht erhaltene Reste von Siegmundsburg bei Steinheid wurden von Loretz (Erläuterung zu Blatt Steinheid, S. 12) als ?*Lingula* und ?*Davidia* bezeichnet. Später gefundene Stücke, die in Halle liegen, bestimmte v. Fritsch als *Dinobolus*. Seiner Beschreibung ist nichts hinzuzufügen.

?*Lingula* sp. wird auch in der Erläuterung zu Blatt Lobenstein, S. 14, erwähnt.

Trilobitae

3. *Megalaspis acuticauda* Ang.

(Taf. IV, Fig. 8 u. 9.)

1843. *Asaphus centron* Herz v. Leuchtenberg. Urwelt. Zarskoje Selo, S. 6, Taf. I, Fig. 1 und 2.
1854. *Megalaspis acuticauda* Angel. Pal. scand., S. 50, Taf. 37, Fig. 4.

1860. *Asaphus centron* Eichw. Leth. ross. anc. per., S. 1457.
1882. *Megalaspis acuticauda*, Brögg. Etag. 2 u. 3, S. 82, Taf. II, Fig. 1. Taf. V, Fig. 1 und 1a.
1884. *Megalaspis acuticauda* Törnq., Siljantract. Trilob., S. 76.
1898. *Megalaspis acuticauda* F. Schmidt, Revis. ostbalt. Silur. Trilob. Mémoires de l'acad. imp. des sciences de St. Pétersbourg. Abt. 5, Lief. 1, S. 43.
1906. *Megalaspis acuticauda*, ebenda, Abt. V, Lief. 4, S. 42. Taf. V, Fig. 1—8, Taf. VI, Fig. 1—6.

Das vorliegende Pygidium stellt den am besten erhaltenen und völlig sicher zu bestimmenden Rest aus den Phycodenschichten dar. Es wurde von Herrn Lehrer Querchfeld aus Rudolstadt am Holzberg im Gisseratal gefunden. Das Pygidium ist dreieckig, flach gewölbt, etwas breiter als lang. Es wird auf beiden Seiten von einem flachen Randsaum umzogen, der hinten in eine scharfe etwas aufgebogene Spitze ausläuft. Umriß schwach konvex. Axe schmal und flach. Nur die vordersten Glieder deutlich zu erkennen. Auch die Gliederung der Seitenlappen unscharf. Alles das sind Merkmale, die für *Megalaspis acuticauda* charakteristisch sind. Auf Tafel IV ist die von Schmidt abgebildete typische Form neben das vorliegende Exemplar aus den Phycodenschichten gestellt. Besonders deutlich ist bei beiden Individuen die scharfe Furche dicht hinter dem Vorderrand des Pygidiums, während die Pleuren nur durch ganz schwache Einsenkungen getrennt sind. — Aus *Megalaspis acuticauda* in den Phycodenschichten scheint *Megalaspis gladiator* im Griffelschiefer hervorzugehen.

Megalaspis acuticauda Ang. ist eine zweifellos untersilurische Form. Sie ist in Estland auf den Glaukonitkalk, also auf Unteres Untersilur, beschränkt, und findet sich in Norwegen im Expansusschiefer unter dem Orthocerenkalk.

4. *Asaphus* sp.

Weitere Trilobitenreste sind sehr selten. Richter[3]) erwähnt das Pygidium eines Trilobiten, den er mit ? *Asaphus tyrannus* vergleicht. Ein zweites Bruchstück von *Asaphus* beschreibt K. Walther[4]).

[3]) Richter, Aus der thüringischen Grauwacke. Diese Zeitschrift **2**, 1850. — Erl. zur geogn. Übersichtskarte des thüringischen Grauwackengebiets. Ebenda, **3**, 1851.

[4]) Walther, K., Beiträge zur Geologie und Paläontologie des älteren Paläozoikums in Ostthüringen. N. Jahrb. f. Min. usw. 1907, Beilagebd. XXIV.

5. *Ogygia* sp.
(Taf. IV, Fig 12.)

1901. *Phacops* sp. in v. FRITSCH, Führer durch das mineralogische Institut Halle.

In der Sammlung des Geologischen Instituts der Universität Halle befindet sich schon seit vielen Jahren das prächtig erhaltene Pygidium einer *Ogygia*, das v. FRITSCH in seinem Führer als „*Phacops* sp.“ erwähnt und abbildet. Das Pygidium zerfällt in zahlreiche Segmente, die sehr scharf hervortreten. Die Segmente der Seitenlappen sind durch breite tiefe Rinnen getrennt, die nach dem breiten Rande hin verschwinden. Auf ihrer Oberfläche finden sich feinere etwas diagonal gestellte Furchen. Die Stellung zu *Ogygia* ist wohl richtiger, zumal *Phacops* aus dem Untersilur noch nicht bekannt ist.

Als Fundbezeichnung findet sich bei dem Stück: Wallendorf, Thüringen. Das Gestein ist ein grau-grüner Quarzit und man kann wohl mit Recht annehmen, daß es aus dem Phycodenquarzit stammt, der in der Umgebung ansteht und zu dem es auch v. FRITSCH gestellt hat. Erst nördlich von Wallendorf folgt jenseits einer Verwerfung der untersilurische Hauptquarzit.

6. *Ogygia Guettardi* BROGN.

Dieses von Herrn WAGNER aus Reschwitz gefundene Exemplar ist von ganz besonderer Wichtigkeit, weil hier ein untersilurischer Trilobit zusammen mit *Phycodes circinatum* am selben Handstück zu sehen ist. Das Stück wurde im Jahre 1914 am Holzberg zwischen Reschwitz und Knobelsdorf gefunden und, wie mir Herr WAGNER mitteilte, von Herren der Geologischen Landesanstalt in Berlin bereits bearbeitet und bestimmt. Da zu hoffen ist, daß die Resultate bald veröffentlicht werden, soll nicht näher darauf eingegangen werden. Es handelt sich um das gleiche Exemplar, welches in der Erläuterung zu Blatt Saalfeld, S. 16, ohne Angabe des Finders und Besitzers genannt wird.

7. Trilobitenreste.

Außer diesen bestimmbaren Gattungen werden folgende unbestimmbaren Reste erwähnt: von RICHTER[5]) „einige Pleurenfragmente eines Trilobiten *(Paradoxides?)*“; von K.

---

[5]) RICHTER, Das thüringische Schiefergebirge. Diese Zeitschrift **21**, 1869.

WALTHER[6]) Teile eines Thorax und ein anscheinend ganzes Exemplar von Gräfental.

II. Unterer Erzhorizont.

1. *Syringopora* sp.?

Schon K. v. FRITSCH[7]) stellte hierher Reste aus dem Eisenerzlager von Oberwirbach, die im geologischen Institut in Halle aufbewahrt werden. Es sind die Hohlformen zylindrischer, unregelmäßig gebogener Röhren mit Andeutungen von Querböden, die stockartig mit einander vereinigt sind. Der Erhaltungszustand ist zu schlecht, als daß nähere Angaben gemacht werden könnten.

Vorkommen. Unterer Erzhorizont. Oberwirbach.

2. *Orthis* aff. *Lindstroemi* LINN.

Die erste Stelle, an der Fossilien aus dem Thuringit bekannt wurden, ist das Leuchtholz bei Isaar. In einem quarzreichen Magneteisenthuringit fanden sich zahlreiche, schlecht erhaltene Schalen einer *Orthis*, die GÜMBEL (Fichtelgebirge S. 423) in die Nähe von *Orthis Lindstroemi* LINN. gestellt hat. MARR.[8]) vergleicht sie mit *Orthis desiderata* BARR., die sich in BARRANDES Stufe Dd 1 β findet. Bei dem schlechten Erhaltungszustand des Materials dürfte eine Entscheidung kaum möglich sein. ZIMMERMANN[9]) hat nachgewiesen, daß dieses Vorkommen zum Unteren Erzhorizont gehört.

III. Griffelschiefer.

Graptolithen.

Sie werden erwähnt als:	in der Erläuterung zu Blatt:
1. *Coenograptus linearis* CARR.	Lobenstein, Lehesten
2. *Coenograptus* sp.	Hirschberg
3. *Tetragraptus* sp.	Gefell (bei Gerbersreuth)
4. Graptolithen	Treuen.

[6]) a. a. O.

[7]) Führer durch das Mineralog. Institut der Universität Halle 1901.

[8]) MARR, Notes on the lower Palaeozoic Rocks of the Fichtelgebirge, Frankenwald and Thüringerwald. Geol. Magazine, decade III, Bd. VI, Nr. 303, S. 411—415. 1889.

[9]) ZIMMERMANN, Zur Kenntnis und Erkenntnis der metamorphischen Gebiete von Blatt Hirschberg und Gefell. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. XXII, 1901.

Lamellibranchiata.

5. *Orthonota* sp.

Gümbel (Fichtelgebirge S. 428) erwähnt „zwei Muschelabdrücke, die zum Genus *Orthonota* gehören, aber der Art nach nicht zu bestimmen sind.“

Conulariidae.

6. *Conularia modesta* Barr.

Von v. Fritsch beschrieben und abgebildet in seinem Führer durch das geologische Institut der Universität Halle.

Vorkommen. In Böhmen: Barrandes Stufe Dd 1 und Dd 3. In Thüringen: Griffelschiefer von Spechtsbrunn.

Trilobitae.

7. *Asaphus marginatus* Richter.

(Taf. IV, Fig. 5)

1872. *Asaphus marginatus*, Richter, Diese Zeitschr. 1872, S. 79, Taf. IV, Fig. 2—4.

Beschrieben und abgebildet von Richter. Die von Gümbel und v. Fritsch hierher gestellten Exemplare gehören zu *Ogygia* cf. *corndensis* Murch.

8. *Asaphus Luthardti* n. sp.

(Taf. IV, Fig. 4.)

Dieser *Asaphus* steht dem *A. marginatus* Richter sehr nahe. Das Kopfschild des vorliegenden Individuums aus der Sammlung des Herrn Bergrat Luthardt in Saalfeld ist schlecht erhalten. Soweit ein Vergleich möglich ist, trifft die Beschreibung Richters zu bis auf folgende Punkte:

1. Der Randsaum des Pygidiums ist 2 mm breit, also ganz bedeutend breiter als bei *Asaphus marginatus*.

2. Die Achse reicht bis zum Randsaum und ist weniger stark zugespitzt.

3. Die Zahl der Pleuren am Pygidium ist geringer als 7. Am vorliegenden Exemplar sind nur 3 Pleuren zu erkennen, doch nehmen sie schon $^3/_5$ des Pygidiums ein und reichen wesentlich weiter nach hinten, als Richter bei *A. marginatus* abbildet.

Vorkommen. Im Griffelschiefer. Birkenheide.

9. *Asaphus* cf. *radiatus* Salter.

(Taf. IV, Fig. 1.)

1864. *Asaphus radiatus*, Salter, a monograph of British Trilobites. Palaeontographical Society. Bd. XVIII.

Einen Abdruck, von dem nur das Pygidium gut erhalten ist, möchte ich mit *Asaphus radiatus* Salter vergleichen. Die Achse ist nicht halb so breit wie die breiten Seitenlappen, die Seitenlappen besitzen acht radial ausstrahlende, geschwungene, scharf eingeschnittene Furchen. Der Abdruck zeigt schön die Körnelung des ganzen Panzers.

Vorkommen. In England: Caradoc. In Thüringen: Im Griffelschiefer.

10. *Asaphus* sp.

Wird erwähnt in den Erläuterungen zu den Blättern Spechtsbrunn, Steinheid, Schleiz.

11. *Ogygia* cf. *corndensis* Murch.

(Taf. V, Fig. 8.)

1839. *Asaphus corndensis*, Murchison, Silurian System, Taf. XXV, Fig. 4.
1854. *Asaphus corndensis*, Salter, Morris Catalogue, 2. Ausgabe, Seite 100.
1854. *Ogygia corndensis*, Murchison, Siluria, Taf. III, Fig. 4.
1866. *Ogygia corndensis*, Salter, A monograph of British Trilobites, Palaeontographical Society, Bd. XVIII.

Gümbel und v. Fritsch bilden beide schlecht erhaltene Asaphiden ab und stellen sie mit Vorbehalt zu *Asaphus marginatus* Richter. Die inzwischen aufgefundenen besser erhaltenen Exemplare lassen sich nur mit *Ogygia corndensis* Murch. vergleichen. Von *Asaphus marginatus* unterscheiden sie sich besonders durch die viel kräftiger entwickelten Pleuren auf Thorax und Pygidien. Die Beschreibung Salters deckt sich völlig mit dem Befund.

Murchison (Siluria, London 1854, S. 352) erwähnt Trilobitenbruchstücke, die er in die Nähe von *Ogygia Buchii* stellt. Es dürfte sich ebenfalls um *O. corndensis* handeln.

Vorkommen. In England: Llandeilo Flags. In Thüringen: Im Griffelschiefer von Steinach und Spechtsbrunn.

12. *Ogygia* sp.

Wird erwähnt in der Erläuterung zu Blatt Steinheid.

13. *Megalaspis gladiator* v. Fritsch.

(Taf. IV, Fig. 3.)

1901. *Megalaspis gladiator*, v. Fritsch, Führer durch das mineralogische Institut der Universität Halle, S. 65, Taf. IX, Fig. 1 und 2.

Diese Art ist nur einmal kurz beschrieben worden, da das bisher vorliegende Material zu schlecht erhalten war. Kopfschild, Thorax und Schwanzschild (ohne Stachel) etwa gleich lang. Kopfschild rings von einem schmalen, ein wenig erhabenen Randsaum umgeben. Nackenfurche angedeutet. Glabella höher als die Genae, schlecht erhalten. Genae am Hinterrand beiderseits in lange Stacheln ausgezogen, die bis zur fünften Pleure des Thorax reichen. Die Gesichtsnaht beginnt am Hinterrand des Kopfschildes etwa in der Mitte der Wange und verläuft in nach außen geschwungenem Bogen bis zum Palpebrallobus, den sie umkreist. Dann nähert sie sich, wiederum nach außen gebogen, dem Stirnrande und läuft diesem parallel. Vor der Glabella vereinigen sich beide Nähte wahrscheinlich spitzwinklig. Die Augen sind verhältnismäßig groß.

Der Rumpf setzt sich aus acht Segmenten zusammen. Spindel gewölbt, Dorsalfurchen deutlich ausgeprägt, einander parallel laufend. Spindelringe jederseits hinten in kleine Spitzen auslaufend. Die gefurchten Pleuren mondsichelartig endigend.

Pygidium von einem Randsaum umgeben, hinten in einen langen aufgerichteten Dorn endigend. Achse etwa bis zu zwei Dritteln des Pygidiums nach hinten reichend. Gliederung der Seitenlappen nur schwach angedeutet.

Vorkommen. Im Griffelschiefer. Spechtsbrunn, Birkenheide.

14. *Illaenus Loretzii* v. Fritsch.

(Taf. IV, Fig. 2 u. 7.)

1901. *Illaenus Loretzii*, v. Fritsch, Führer usw., S. 65, Taf. X, Fig. 2.

Hiervon hat v. Fritsch nur ein schlecht erhaltenes Exemplar ohne Kopfschild abbilden können. Drei gut erhaltene Individuen lassen folgendes erkennen:

Kopfschild, Thorax und Pygidium gleich lang. Glabella breit, Dorsalfurchen deutlich und lang. Gesichtsnaht in der Mitte der Wange beginnend, in leichtem nach außen geschwungenem Bogen bis zum Auge reichend, um den

Palpebrallobus umbiegend und dann auf kurzem Weg rasch den Außenrand erreichend.

Thorax zehngliedrig. Spindel und Pleuren annähernd gleich breit. Spindelringe mit feiner Ringelung in der Breite, die sich auch auf die Achse des Pygidiums fortsetzt. Pleuren bis zum Knie quer geringelt, außerhalb des Knies längs gerillt. Achse ein Drittel der Länge des Pygidiums einnehmend.

Vorkommen. Im Griffelschiefer. Spechtsbrunn, Königsthal, Birkenheide.

15. *Illaenus* sp.

Wird in der Erläuterung zu Blatt Spechtsbrunn genannt.

16. *Calymene pulchra* Barr.

(Taf. IV, Fig. 6.)

1846. *Calymene pulchra*, Barrande, Not. prélim. S. 27.
1846. *Calymene pulchra*, Beyrich, Untersuchungen über Trilobiten, II, S. 26, Taf. II, Fig. 6.
1852. *Calymene pulchra*, Barrande, Syst. Sil. I, 1, S. 575, Taf. XIX.
1856. *Calymene pulchra*, Barrande, Foss. de Rokitz. Bull. Soc. Géol. France, XIII.
1872. *Calymene pulchra*, Barrande, Syst. Sil. I, Suppl. S. 36, Taf. XVI.
1872. *Calymene* sp., Richter, Untersilurische Petrefakten aus Thüringen. Diese Zeitschr., Bd. 24, S. 78, Taf. IV, Fig. 1.

Von dieser Art liegen zwei Exemplare aus der Sammlung Luthardt vor. Ein Abdruck zeigt das ganze Tier mit Ausnahme der weggebrochenen Wangenstacheln. Deutlich sind die tiefen Dorsalfurchen beiderseits der gewölbten Glabella zu erkennen, sowie deren charakteristische Erweiterung im hinteren Teil (s. Beyrich). Die hinteren und mittleren Seitenfurchen sind tief eingeschnitten. Nackenfurche deutlich. Zwischen der Stirn der Glabella und dem Randwulst eine Vertiefung. Gesichtsnaht in den Wangenstacheln beginnend und mit nach außen konvexem Bogen zum Auge einbiegend, von da leicht nach außen gebogen sich zum Vorderrand ziehend. Augen klein. Reste der zu einem Stachel ausgezogenen Wangenecken sind noch erkennbar.

Der Thorax besteht aus dreizehn Segmenten, größte Breite der gewölbten Achse beim vierten Segment. Achse etwas breiter als die Pleuren, wie das Richter und Barrande beschreiben. Ihre Angaben treffen auch im übrigen zu.

Pygidium kleiner als das Kopfschild. Acht Segmente erkennbar.

Das von RICHTER beschriebene Exemplar kann wohl ohne Zweifel ebenfalls hierher gestellt werden.

Vorkommen. In Böhmen: BARRANDES Stufe Dd 2, Dd 3, Dd 4. In Thüringen: Griffelschiefer. Birkenheide.

IV. Oberer Erzhorizont.

Aus dem Chamosit und Thuringit sind trotz des jahrhundertelangen Bergbaus bis vor kurzem nur ganz vereinzelt Fossilien bekannt geworden. Alle diese Reste waren so geringfügig und so schlecht erhalten, daß eine einwandfreie Bestimmung und erst recht eine stratigraphische Auswertung unmöglich war. Um so verdienstvoller ist es, daß Herr Betriebsführer KNAUER, die von ihm in der Schmiedefelder Grube entdeckte Fauna horizontmäßig sammelte und der wissenschaftlichen Bearbeitung zugänglich machte. Eine kurze Notiz darüber veröffentlichte HESS v. WICHDORFF[10]). Seine Faunenliste wird durch neuere Funde bedeutend vergrößert.

Die bis heute bekannten Fundpunkte von Fossilien im Oberen Erzhorizont sind folgende: 1. Schmiedefeld; 2. Ober-Gölitz; 3. Marksberg bei Lobenstein; 4. Reichenfels, Blatt Weida; 5. Breiter Berg bei Saalfeld. Am Reichenfels am Südrand von Blatt Weida fanden sich Brachiopodenschalen im Hauptquarzit. Alle anderen Fossilien stammen aus dem Erzlager selbst. Eine noch genauere Horizontbestimmung ist bei Schmiedefeld möglich. Der Obere Erzhorizont gliedert sich dort folgendermaßen:

Lederschiefer	
Oberer Erzhorizont	I. Chamositlager Hauptquarzit II. Chamositlager
Griffelschiefer	

Eine Fossilführung ist bisher nur im ersten Chamositlager festgestellt worden. Sie beschränkt sich auf zwei Horizonte. Der Obere Fossilhorizont befindet sich im hangendsten Teil des ersten Chamositlagers, dicht an der Grenze des Lederschiefers, ist etwa 6—8 cm mächtig und leicht kenntlich an der löcherigen Beschaffenheit des Erzes, die durch Auslaugung von Organismenschalen entstanden ist. Der Untere Fossilhorizont dagegen liegt im

[10]) Diese Zeitschr., **63**, 1911, Briefl. Mitt. S. 155.

gleichen Lager an der Grenze zum Hauptquarzit. In der untersten Partie des Erzes liegen regellos verstreut die in meiner Arbeit über die untersilurischen Eisenerze beschriebenen Phosphoritkonkretionen. Die organischen Reste treten fast nur im Innern dieser Konkretionen auf. Aus dem Unteren Fossilhorizont sind ausschließlich Konularien bekannt geworden, die gesamte übrige Fauna stammt aus dem Oberen Fossilhorizont, in dem *Conularia* fast fehlt. Die Konularien sind in den Phosphoriten meist gut erhalten, während die übrige Fauna größtenteils in Bruchstücken vorhanden ist. Daß sich trotzdem noch viele gute Exemplare finden, ist ein Beweis für die Reichhaltigkeit der Fossilbank. Die Schalen sind offenbar vor der Einbettung in stark bewegtem Wasser aufbereitet worden. Häufig sind Steinkerne oder Abdrücke, besonders bei den Schnecken. Die Fossilien selbst bestehen aus einem ganz dichten Erz. Unter dem Mikroskop erscheinen sie als eine äußerst feinkörnige, graue Masse, in der nur ganz vereinzelt die olivgrünen Chamositooide liegen. Die chemische Zusammensetzung ergibt sich aus den folgenden Analysen. Der Phosphorgehalt hält sich in denselben Grenzen wie im fossilleeren Chamosit, während der Kalkgehalt wesentlich höher, der Eisengehalt geringer ist.

	Kopfstück eines *Illaenus*	Steinkern einer Schnecke
Fe	27,00	30,14
P	0,88	0,42
CaO . . .	5,97	3,77

Von besonderem Interesse ist das Profil des Oberen Fossilhorizonts im Ostfeld. Während im Westfeld die Fossilien in einer etwa 6—8 cm mächtigen löchrigen Bank liegen, die den höchsten Teil des Erzlagers darstellt und direkt vom Lederschiefer überlagert wird, konnte im Ostfeld folgendes Profil aufgenommen werden:

Lederschiefer

0,10 m Graue Aschenschicht

0,02—0,04 m Fossilbänkchen, besonders reich an Steinkernen von Schnecken

0,30—1,00 m Erz mit Phosphoritkonkretionen

Liegendes: Chamosit ohne Phosphorit.

Die „Aschenschicht“ wird durch eine graue, zerreibliche Masse dargestellt, die sich aus locker verbundenen verschiedenartigen Elementen zusammensetzt. Beim Ausschlämmen erhält man einige 1—2 cm große scharfkantige Stücken von Erz und kleinere traubige Gebilde, die sich aus winzigen Quarzkriställchen, mit oft freien Endflächen zusammensetzen, in deren zahlreichen kleinen Hohlräumen man bei starker Vergrößerung Arsenkies und Pyrit erkennt. Beides liegt in einem Sand, dessen 1—2 mm große Komponenten hauptsächlich aus kleineren Quarzkristallaggregaten gebildet werden, zwischen denen freie Chamositooide in größerer Anzahl, Splitter von Pyrit und Arsenkies in einzelnen Exemplaren liegen. Die Hauptmasse sammelt sich aber als feine Trübe, die nur bei sehr starker Vergrößerung als feinster Quarzstaub erkannt werden kann.

Auch das unter der Aschenschicht liegende fossilführende Bänkchen zerbröckelt oft leicht, besonders in bergfeuchtem Zustand. Von den Schnecken fanden sich fast nur Steinkerne.

Tabulata.

1. *Favosites* sp.

Zimmermann (Erl. zu Bl. Lobenstein, S. 22) erwähnt einen kleinen Zweig von *Favosites* aus dem Thuringit vom Marksberg bei Lobenstein.

Cystoidea.

2. *Echinosphaerites quaerendus* Barr.

(Taf. V, Fig. 2.)

1887. *Echinosphaerites quaerendus*, Barrande, Syst. Sil., Bd. VII, I, S. 156, Taf. XVI, Fig. 24—28.
1899. *Caryocystites confortatus*, Barr. in Jaekel, Stammesgeschichte der Pelmatozoen I, S. 330.

Die vorliegenden Exemplare mehr oder weniger verdrückt, allgemeine Gestalt rundlich. An Steinkernen, die von Barrande beschriebene charakteristische Innenfläche der Stereothek gut erkennbar. Theka aus irregulär angeordneten fünf- bis siebenseitigen Täfelchen zusammengesetzt; hier und da kleine vierseitige oder besonders große, etwas rundlich erscheinende Täfelchen dazwischen, wie sie auch Barrande, Taf. XVI, Fig. 24 abbildet. Jedes Täfelchen zeigt zahlreiche konzentrische Anwachsstreifen, die seiner Umgrenzung parallel laufen. Auf den Täfelchen unregelmäßig verteilte Poren in wechselnder Zahl. Wo die Epithek erhalten ist, verdeckt sie die Poren völlig. Auch

hier sieht man deutlich die kräftigen konzentrischen Anwachsstreifen, und die Oberfläche steigt entlang diesen Linien vom Rand nach der Mitte an. Die Basis besteht aus fünf Platten, die flach ansetzen und sich nach der Mitte aufwölben. Im Zentrum befindet sich eine Öffnung. Der flache Teil ist mit einigen Poren besetzt. Die Platten bilden ein Fünfeck, durch dessen Seiten die Nähte gehen. Mund- und Afteröffnung an den vorliegenden Exemplaren nur undeutlich erhalten.

Nicht sehr selten findet man Reste von Stielen oder einzelnen Gliedern. Sie sind meist als „Schraubensteine" erhalten und besitzen einen sehr weiten Zentralkanal. Durchmesser des gesamten Stiels 1,6 mm, des Zentralkanals 1,2 Millimeter, Länge nicht über 4 mm, dann sechsgliedrig. Da Krinoidenreste aus dem Chamosit unbekannt sind, gehören diese Stiele wohl ebenfalls zu *Echinosphaerites quaerendus.*

Jaekel hat *Echinosphaerites quaerendus* Barr. mit *Caryocystites confortatus* Barr. vereinigt. Dagegen spricht aber die größere Zahl und die unregelmäßige Verteilung, Größe und Form der Tafeln. Ich möchte deshalb die Trennung beibehalten und *Echinosphaerites quaerendus*, solange kein einwandfreies Material vorliegt, auch noch nicht zu *Caryocystites* stellen. Es bestärkt mich darin, das aus dem Lederschiefer vorliegende Material (s. dort).

Vorkommen. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Oberer Fossilhorizont. Schmiedefeld. In Böhmen: Stufe Dd 4.

3. *Caryocystites* sp.

(Taf. V, Fig. 1.)

Ein Abdruck liegt vor, der nach Jaekels Diagnosen wohl am besten zu *Caryocystites* gestellt wird. An ihm sind die Porenrauten sehr gut erhalten. Von einem Porenkanal scheinen mehrere Porengänge auszugehen. Zuweilen verzweigen sich stärkere Porengänge in mehrere schwächere. Die Zahl der Porengänge beträgt vier bis neun und ist abhängig von der Seitenlänge des Täfelchens. Der Mittelteil des Täfelchens bleibt frei von den Porenrauten. Im Zentrum befindet sich eine große Pore, zuweilen umgeben von mehreren kleinen. Die fünf- bis achteckigen Täfelchen sind durch schmale scharfe Furchen getrennt.

Vorkommen. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Oberer Fossilhorizont. Schmiedefeld.

4. *? Craterina* sp.

In der Sammlung der Geologischen Landesanstalt in Berlin befindet sich aus einem thuringitischen Quarzit des Oberen Erzhorizonts südlich von Lobenstein (zwischen Lichtenbrunner- und Marksberg) ein Abdruck, der zu *Craterina* zu gehören scheint.

Vermes.

5. *Arenicolites didyma* Salt.

Diese Ausfüllungen von Wurmröhren werden in den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte aus dem Hauptquarzit von folgenden Kartenblättern erwähnt: Gefell, Hirschberg, Lobenstein, Weida, Lössau, Schleiz, Saalfeld. Am Mühlberg bei Saalfeld zusammen mit *Scolithes*, bei Oberböhmsdorf (Bl. Lössau) mit *Palaeocorda*.

Brachiopoda.

6. *Discina* sp. oder *Obolus* sp.

Brachiopoden aus der Verwandtschaft der Disciniden oder Oboliden fanden sich im Bahneinschnitt an der Haltestelle Reichenfels am Südrand des Blattes Weida (Erl. zu Bl. Weida, S. 22).

7. *Orthis notata* Barr.

1879. *Orthis notata*, Barrande, Syst. Sil. du centre de la Bohème, Bd. V, Taf. 66, 127.

Die meisten Exemplare von *Orthis* können zu dieser von Barrande trefflich abgebildeten Form gestellt werden. Schloßrand gerade und lang. Stielklappe gewölbt, in der Mitte etwas kielförmig gehoben. Brachialklappe fast flach mit schwachem Sinus. Verhältnis von Breite : Höhe gleich 9 : 8. Skulptur der Schalen aus scharf ausgeprägten Rippen bestehend, die sich fächerförmig ausbreiten und sich häufig gabeln. Die inneren Rippen ziemlich gerade, die äußeren nach außen leicht gebogen. Anwachsstreifen sehr scharfe Stufen bildend, was für flaches und stark bewegtes Wasser spricht.

Vorkommen. In Böhmen: Dd 2, Dd 4, Dd 5. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Oberer Fossilhorizont. Schmiedefeld.

8. ? *Orthis* cf. *testudinaria* Dalm.

Wird von Gümbel (Fichtelgebirge S. 415) von Ober-Gölitz erwähnt, wo sie in dem kalkigen Eisenerz vor-

kommen soll. Es gehört dieses Erzlager dem Oberen Erzhorizont an, nicht, wie GÜMBEL irrtümlich angibt, dem unteren.

Vorkommen. In England: Llandeilo, Caradoc, Llandovery. In Böhmen: Dd 5.

9. *Orthis* sp.

Außer diesen bestimmbaren Arten sind unbestimmbare Reste von *Orthis* noch aus dem Erzlager des Oberen Horizonts am Marksberg bei Lobenstein (ZIMMERMANN, Erl. zu Bl. Lobenstein, S. 22) bekannt geworden.

Gastropoda.

Die Gastropoden sind meist als Steinkerne erhalten, so daß eine Bestimmung nur in seltenen Fällen möglich ist. Sie gehören zu den häufigeren Fossilien und finden sich nicht selten in größerer Individuenzahl beisammen.

10. *Staurospira vermiculosa* BARR.

1903. *Holopella vermiculosa*, BARRANDE, Syst. Sil. IV, I, Tab. 63, 1—5.
1907. *Staurospira vermiculosa*, ebenda, IV, II, S. 305, Tab. 106, 5—7.

Einige Exemplare können wohl mit Recht hierhin gestellt werden. Schale stumpf kegelförmig. Windungen allmählich an Durchmesser zunehmend, etwas breiter als hoch. Nabel sehr deutlich. Die ungleich großen Anwachsstreifen, wie sie in BARRANDE IV, II, Fig. 229 abgebildet worden sind, sind sehr deutlich und deuten wohl auf flaches Wasser.

Vorkommen. In Böhmen: Dd 4. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Oberer Fossilhorizont, Schmiedefeld.

11. *Staurospira longior* BARR.?

1907. *Staurospira longior* in BARRANDE, Syst. Sil. IV, II, S. 306, Taf. 109, II, 1—6.

Eine Anzahl von Individuen besitzt große Ähnlichkeit mit Steinkernen von *Staurospira vermiculosa* BARR., nur ist die Schale höher gebaut. Sie gehören vielleicht zu *Staurospira longior*.

Vorkommen. In Böhmen: Dd 5. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Oberer Fossilhorizont, Schmiedefeld.

12. *Pleurotomaria* sp.

Reste von Pleurotomariiden finden sich sehr häufig, sind jedoch meist nur Steinkerne, so daß eine Bestimmung nicht möglich ist. An einem Exemplar war deutlich das Schlitzband zu erkennen und ein Teil der Basis, die körnige Skulptur besaß. Doch konnte auch dieser geringe Rest nicht genauer bestimmt werden.

13. Gastropodenreste.

Steinkerne von Schnecken, die Ähnlichkeit mit den Schmiedefelder Exemplaren haben, aber für eine Bestimmung zu schlecht erhalten sind, fanden sich bei einem Schurf der Maximilianhütte am hinteren Breiten Berg bei Saalfeld.

14. *Hyolithes striatulus* Barr.

1847. *Pugiunculus striatulus*, Barrande, N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. V, S. 557.

1867. *Hyolithes striatulus*, Barrande, Syst. Sil., Boh. III, S. 92, Taf. XII, Fig. 42—50.

1891. *Hyolithes striatulus*, Barr. in Novak, Revision der Palaeozoischen Hyolithiden Böhmens. Abhandl. d. k. böhm. Gesellschaft d. Wissensch., VII. Folge, 4. Bd.

Zwei Hyolithenreste können hierhin gestellt werden. Sie sind als Abdruck und Steinkern erhalten, die Schale ist weggelöst. Im Abdruck des besser erhaltenen Exemplars ist eine feine Querstreifung zu erkennen. Gehäuse gerade gestreckt, Querschnitt nicht mehr deutlich durch Zusammenpressung der Schale infolge tektonischer Beeinflussung. Kammerung nicht erkennbar.

Vorkommen. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Oberer Fossilhorizont. Schmiedefeld. In Böhmen: Stufe Dd 4.

Conulariidae.

Die Konularien beschränken sich, wie gesagt, fast ausschließlich auf den Unteren Fossilhorizont. Sie liegen meist im Innern von Phosphoritkonkretionen und sind dann oft vorzüglich erhalten. Seltener sind Bruchstücke, die vom Erz umschlossen werden. Auch bei diesen ist das Innere von Phosphorit erfüllt. Die Phosphoritbildung geht demnach vom Inneren der Schalen aus, und erst wenn der Hohlraum erfüllt ist, wird auch das Äußere umhüllt.

Leider bieten die Konularien keine stratigraphische Vergleichsmöglichkeit. Nur eine Art, *Conularia fecunda* Barr. aus den Stufen Dd 4 und Dd 5 Böhmens, konnte

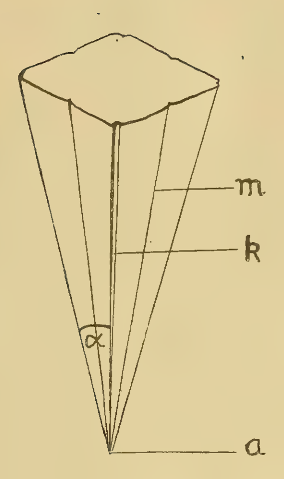


Fig. 1. Schematische Darstellung der bei den Konularien verwendeten Bezeichnungen.

a = Apex, α = Apicalwinkel, k = Kartenfurche, m = Medianfurche.

wieder erkannt werden. Mit den böhmischen Konularien ergaben sich sonst keine Vergleichspunkte; vielleicht deshalb, weil der betreffende Band des Werkes von Barrande stark veraltet ist. Die bei der Besprechung der einzelnen Arten benutzten Bezeichnungen mag die schematische Figur Abb. 1 veranschaulichen.

15. *Conularia fecunda* Barr.

(Taf. V, Fig. 4.)

1855. *Conularia fecunda*, Barrande, Bull. Soc. géol. XII, S. 447.
1855. *Conularia fecunda*, Barrande, N. Jahrb. f. Min. usw., Bd. XXVI, S. 388.
1867. *Conularia fecunda*, Barrande, Syst. Sil., Bd. III, I, S. 38, Taf. VIII—XIV.

Schale dünn, Breite allmählich zunehmend. Querschnitt nicht erhalten. Kantenfurche scharf und tief. Medianfurche scharf, weniger tief. Zwischen beiden eine schwache, aber deutlich sichtbare, in gleicher Richtung verlaufende Vertiefung. Mündung und Apex nicht erhalten. Länge des vorliegenden besten Stückes 6—7 cm. Breite der Fläche oben etwa 2 cm, unten 1,2 cm. Seitenflächen eben.

Die wenigen vorliegenden Individuen sind schlecht erhalten. Die von Barrande abgebildete feine Skulptur ist nicht zu erkennen. Trotzdem können die vorliegenden Exemplare nur mit *Conularia fecunda* verglichen werden. Die Sekundärfurchen sind äußerst charakteristisch. Das beste Exemplar liegt in einer Phosphoritkonkretion völlig zusammengepreßt. Es ist dabei von Interesse, daß bei der Zusammenpressung die Schalen nicht zerbrochen sind, sondern sich umbogen und zusammenfalteten, ohne zu zerreißen. Die eine Umbiegungsstelle verläuft etwa 2 mm neben einer Kante, die andere zwischen Kante und Medianfurche der benachbarten Fläche. Auf die große Festigkeit und Elastizität der Schalen dieser Art weist auch Barrande hin. Ähnliche Beobachtungen machte Osswald[11]) an mesozoischen Konularien. Die Widerstandsfähigkeit ist auf die außerordentliche Dünne der Schalen zurückzuführen, deren Elastizität noch dadurch gesteigert wird, daß Chitinschichten an ihrer Zusammensetzung stark beteiligt sind. Osswald stellte nämlich bei 0,1—0,3 mm dicken Schalen im Querschnitt drei Zonen fest: eine äußere, gleichmäßig 0,04 mm dicke Chitinschicht, eine Prismenschicht

---

[11]) Osswald, Mesozoische Konulariiden. Zentr.-Bl. f. Min. usw. 1918, S. 337—344.

aus phosphorsaurem Kalk und eine innere Chitinschicht. — Die Zusammenpressung unseres Exemplars muß vor Entstehung der Phosphoritkonkretion vor sich gegangen sein.

Vorkommen. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Unterer Fossilhorizont. Schmiedefeld. In Böhmen: Dd 4 und Dd 5.

16. *Conularia thuringa* n. sp.

(Taf. V, Fig. 3.)

Schale dünn, Seitenflächen eben, Querschnitt nahezu quadratisch, Länge : Breite gleich 6 : 5. Je zwei gegenüberliegende Flächen einander gleich. Apikalwinkel ziemlich spitz: an der breiteren Fläche 11°, an der schmäleren etwa 9°. Medianfurche nur am Steinkern angedeutet, auf der Schale fehlend. Entlang ihrer Linie sind die Schalen zuweilen geknickt. Kantenfurchen vorhanden, breiter als tief. Mündung und Apex nicht erhalten. Die Skulptur besteht aus feinen Leisten, die leicht wellenförmig gebogen, quer über die Schale ziehen. Wenn wir die nach dem Apex gebogenen Teile als Wellentäler, die nach der Mündung gebogenen als Wellenberge bezeichnen, so beginnen die Leisten auf der Seitenfläche jederseits mit einem flachen Wellental. Beide vereinigen sich in der Mitte zu einem Wellenberg. Auch an der Kantenfurche biegen die Leisten leicht nach dem Apex aus, gehen aber ohne Unterbrechung über die Kante hinweg. Die Oberfläche der Querleisten steigt von hinten langsam an und fällt vorn steil ab; da der Vorderrand im kleinen einen gezackten Verlauf nimmt, entsteht so eine dachziegelähnliche Skulptur. Diese Skulptur ist nur an besterhaltenen Schalen zu erkennen. An weniger gut erhaltenen Stellen erscheinen die Querleisten höckerig und warzig, ihre Oberfläche ist an sich schon rauh. Vergleicht man die Querleisten miteinander, so verlaufen die Zacken genau parallel, so daß vorspringende und rückspringende Ecken immer zusammenfallen. Die Querleisten liegen eng nebeneinander. Auf 5 mm Länge wurden 25—30 gezählt. Die Zahl der Zacken am Vorderrand der einzelnen Leisten beträgt durchschnittlich 20 auf 5 mm.

Dimensionen: Das größte erhaltene Exemplar, bei dem jedoch Apex und Mündung fehlen, mißt etwa 5 cm in der Länge, die breitere Seitenfläche oben 12 mm in der Breite.

Erhaltungszustand: In Phosphoritkonkretionen meist körperlich erhalten, selten verdrückt. Ein Individuum besitzt gleichmäßig konkav eingebogene Seitenflächen und schien zunächst der *Conularia munita* Barr. aus der Stufe Dd 2 nahe zu stehen. Es unterschied sich aber von ihr durch das Fehlen der Medianfurche, durch den Querschnitt, der bei *Conularia munita* breiter ist, (Verhältnis der Seiten 3:4), durch die Skulptur der Schale und die mehr geschwungenen Querlinien. Da außer den konkaven Seitenflächen alle Merkmale, insbesondere Dimensionen, Apikalwinkel und Skulptur völlig mit *C. thuringa* übereinstimmen, wurde dies Exemplar ebenfalls dorthin gestellt. Die Einbiegung der dünnen Schalen dürfte erst nach dem Tode des Tieres erfolgt sein.

Vorkommen. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Erzlager, Unterer Fossilhorizont. Schmiedefeld. Ein kleines Bruchstück fand sich zusammen mit Trilobitenresten auch im Oberen Fossilhorizont, als der einzige bisher daraus bekannte Rest einer *Conularia*.

17. *Conularia latecostata* n. sp.

(Taf. V, Fig. 7.)

Nur unvollständig erhaltene Individuen. Schalen zusammengedrückt, Querschnitt nicht bekannt. Der aus der Verlängerung der Begrenzung einer Seitenfläche sich ergebende Apikalwinkel beträgt etwa 30°. Kantenfurchen breit und deutlich. Medianfurche schwach, doch scheint an deren Stelle eine Schwächelinie vorhanden zu sein, da manche Schalen entlang dieser Linie leicht geknickt sind. Die Skulptur besteht aus Querrippen, die einen nach dem Apex offenen Winkel von 126° bilden. Während die Breite der Rippen sich auf der ganzen Schale gleich bleibt, nimmt ihr Abstand von einander vom Apex nach der Mündung hin bedeutend ab und übertrifft ihre Breite schließlich um ein mehrfaches. Er beträgt am Apex $1/2$ mm, am vordersten erhaltenen Teil bis $1 1/2$ mm. Eine zwischen den Rippen etwa vorhandene feinere Skulptur ist bei dem Erhaltungszustand der vorliegenden Exemplare nicht zu erkennen. Auf den Rippen sieht man bei starker Vergrößerung feine Längsfurchen.

Der kontinuierlich nach der Mündung zunehmende und hier sehr breite Abstand der Rippen voneinander, das Fehlen der Medianfurche, der ziemlich stumpfe Apikalwinkel,

die kleinen Längsfurchen auf den sonst glatten Rippen sind Merkmale, die in ihrer Gesamtheit sich nirgends finden und deshalb zur Aufstellung einer neuen Art zwingen.

Vorkommen. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Chamositlager, Unterer Fossilhorizont. Schmiedefeld.

18. *Conularia* sp.

Das Exemplar ist ziemlich vollständig, aber sehr schlecht erhalten. Länge etwa 6 cm. Querschnitt rhombisch, zwei zusammenstoßende Flächen bilden einen Winkel von 109 bzw. 71 °. Seitenflächen eben. Spitzenwinkel 14 °. Tiefe Kantenfurche, schwächere Medianfurche. Schale stark verwittert, Skulptur zerstört, nur Andeutungen von Querrippen erkennbar. Eine Bestimmung ist daher nicht möglich. Von Interesse ist das Individuum deshalb, weil das ganze Innere der Schale von Phosphorit erfüllt und die Phosphoritmasse aus der Öffnung herausgewachsen ist. Es geht daraus hervor, daß die Phosphoritbildung im Innern der Schalen beginnt und diese allmählich umkrustet werden.

Trilobitae.

19. *Aeglina armata* Barr.

(Taf. V, Fig. 6.)

1872. *Aeglina armata*, Barrande, Syst. Sil., Bd. I, Suppl., S. 61, Taf. III, Fig. 1—4, Taf. XV, Fig. 16—19.
1880. *Cyclopyge armata*, Nicholson and Etheridge, Mon. Silur. Foss. Girvan, Bd. III, S. 286, Taf. XIX, Fig. 5—8.
1884. *Aeglina armata*, Novak, zur Kenntnis böhmischer Trilobiten (Beiträge zur Palaeontologie Oesterreichs), S. 35, Taf. XII, Fig. 12.
1899. *Cyclopyge armata*, Mem., Geol. Surv., Silur. Rocks Brit., Bd. I, Scotland, S. 517, 672, 688.
1904. *Cyclopyge armata*, Reed, the lower Palaeozoic Trilobites of the Girvan district, Ayrshire. Palaeontographical Society, Bd. LVIII.

Diese Spezies besitzt so charakteristische Merkmale, daß sie, wie schon Barrande hervorhebt, auf den ersten Blick von allen verwandten Formen unterschieden werden kann. Reste davon gehören zu den häufigeren Fossilien im Chamosit.

Glabella oval mit geradem Hinterrand. Nackenfurche nur schwach entwickelt. Auf der hinteren Hälfte der Glabella jederseits zwei deutlich ausgeprägte breite Querfurchen. Stirn in eine kurze Spitze ausgezogen. Die Spitze scheint nicht der Rest eines abgebrochenen Stachels zu sein, sondern ist offenbar ganz erhalten.

Die Genae sind durch eine breite Furche von der Glabella getrennt. Sie werden größtenteils von den Augen eingenommen, die eine außerordentliche Größe erreichen. Sie sitzen beiderseits auf der Außenseite der Glabella an, biegen nach der Unterseite um und gehen dort vollständig ineinander über, wie dies BARRANDE Taf. XV, Fig. 18 abgebildet hat. Die gut erhaltenen Augenpolster setzen sich aus zahllosen sechsseitigen Grübchen zusammen. Die Genae selbst sind auf einen schmalen Streifen hinter den Augen beschränkt.

Vom Rumpf sind bisher keine Reste im Chamosit aufgefunden worden.

Pygidium halbkreisförmig, rings von einem Randsaum umgeben, den eine deutlich ausgeprägte Furche abtrennt. Am geraden vorderen Rand ist ebenfalls eine breite Furche vorhanden, die sich jedoch mit der bogenförmigen Randfurche nicht vereinigt. Achse ein Drittel der Gesamtbreite einnehmend. Sie ist durch Querfurchen, von denen zwei oder drei erkennbar sind, in 3—4 Teile zerlegt. Die vorderste Querfurche ist am stärksten entwickelt. Die Achse reicht nicht bis zum Randsaum. Auch ihre Länge erreicht höchstens zwei Drittel des Pygidiums. Die Seitenlappen besitzen nur ganz schwach angedeutete Radialfurchen. Zwischen Achse und Seitenlappen ebenfalls deutliche Furche vorhanden.

Erhaltungszustand: Zusammenhängende größere Teile fehlen ganz. Glabella und Genae sind stets zerfallen und besonders abgelagert, so daß man Stücke findet, die aus zahlreichen Glabellen bestehen und andere, die nur aus den Wangen mit den großen Augenpolstern zusammengesetzt sind. Der in viele Glieder zerfallende Rumpf ist vom Wasser völlig aufgearbeitet worden, während die aus einem Stück bestehenden Schwanzschilder häufiger zu finden sind. Der Erhaltungszustand deutet darauf hin, daß stärker bewegtes Wasser die Reste der abgestorbenen Tiere aufbereitet und sortiert hat.

Vorkommen. In Böhmen: Dd 5. In England: Whitehouse-Group, mittl. Caradoc. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Oberer Fossilhorizont. Schmiedefeld.

20. *Illaenus perovalis* MURCHISON.

1839. *Illaenus perovalis*, MURCHISON, Silur. Syst., S. 661, Taf. XXIII, Fig. 7.

1854. *Illaenus perovalis*, MURCHISON, Siluria, Taf. IV. Fig. 13 u. 14.
1854. *Illaenus perovalis*, MORRIS, Cat. Brit. Foss. 2. Ausg., S. 110.
1866. *Illaenus perovalis*, SALTER, Mem., Geol. Surv., Bd. III, S. 256.
1867. *Illaenus (Ectillaenus) perovalis*, SALTER, Monogr. of the Brit. Trilob., Palaeontogr. Society, Bd. XX, S. 211, Taf. XXVI, Fig. 5—8.
1877. *Illaenus (Ectillaenus) perovalis*, WOODWARD, Cat. Brit. Foss. Crust., S. 41.
1882. *Illaenus perovalis*, HOLM, Svensk. Art. Illaenus (Bih. K. vet. Akad. Handl., Bd. VII, Nr. 3), S. 47.
1904. *Illaenus* cf. *perovalis*, REED, the lower palaeozoic Trilobites of Girvan. Palaeont. Soc., Bd. LVIII, S. 72, Taf. X, Fig. 12.

Kopfschild mäßig gewölbt, halbkreisförmig. Dorsalfurchen kurz, gerade. Schale glatt. Pygidium ebenfalls mäßig gewölbt, kurze Achse, Umschlag ziemlich breit. Drei der vorliegenden Stücke stimmen gut mit den von SALTER, Palaeontogr. Soc. Bd. XX, gegebenen Abbildungen überein, während die Zugehörigkeit anderer, weniger gut erhaltener Stücke zweifelhaft ist.

Vorkommen. In England: Llandeilo. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Oberer Fossilhorizont. Wenn *Illaenus perovalis* mit *Illaenus transfuga* BARR. identisch ist, würde er in Böhmen in der Stufe Dd 5 vorkommen.

21. *Illaenus distinctus* BARR.

1852. *Illaenus distinctus*, BARRANDE, Syst. Sil., Bd. I, S. 687, Taf. XXIX, Fig. 23 und 24.

Vier Kopfschilder können ohne Zweifel hierhin gestellt werden. Sie sind in der Mitte stark gewölbt und fallen nach vorn und den Seiten gleichmäßig ab. Die sehr kräftigen Dorsalfurchen bilden zwei Bögen, die sich im hinteren Teil etwas nähern und nach vorn allmählich voneinander entfernen. Sie reichen bis zum Stirnrand. Glabella höher als die Wangen, am Hinterrand etwas eingesenkt. Augen nicht zu erkennen.

Vorkommen. In Böhmen: Stufe Dd 4. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Oberer Fossilhorizont.

22. *Illaenus* sp.

Von dieser Gattung liegen noch zahlreiche Exemplare vor, die wahrscheinlich nicht zu den beschriebenen Arten gehören, aber so schlecht erhalten sind, daß sie keiner anderen Art zugewiesen werden können. Sie erreichen

zum Teil bedeutende Größe. Das größte Kopfschild mißt 6 cm in der Breite.

23. *Staurocephalus elongatus* n. sp.

(Taf. V, Fig. 5.)

Von dieser neuen Spezies liegt nur ein Kopfschild vor, aber in sehr guter Erhaltung.

Die Glabella setzt sich aus zwei nicht ganz gleich langen Teilen zusammen, von denen der größere vor den Wangen, der andere zwischen den Wangen liegt. Der hintere Teil ist schmal, tonnenförmig aufgewölbt und beiderseits von tiefen Furchen begrenzt. Der vordere Teil ist oval, stark ellipsoidisch angeschwollen, dreimal so breit und bedeutend höher als der hintere. Beide Teile sind durch eine Einsenkung voneinander getrennt, über deren Verlängerung der vordere Rand der Wangen nur wenig hinausreicht. Die Wangen sind ebenfalls stark aufgewölbt, in ihrem vorderen Teil jedoch außen etwas eingedrückt, so daß sie nach vorn schmaler werden. In der dadurch entstehenden kleinen Bucht sitzen wahrscheinlich die Augen. Am Hinterrand des Kopfschildes verläuft eine deutliche Nackenfurche. Ein auf der linken Seite erhalten gebliebener kleiner Rest deutet an, daß die Hinterecken in Hörner ausgezogen waren. Das ganze Kopfschild ist mit kleinen, unregelmäßig verteilten Warzen bedeckt.

Verwandte Formen. Das vorliegende Exemplar steht dem *Staurocephalus Murchisoni* Barr. aus der Stufe E am nächsten. Die Unterschiede sind folgende: Bei *Staurocephalus Murchisoni* sind Glabella und Genae kugelförmig aufgewölbt, bei *St. elongatus* schmaler und etwas langgestreckt. Die bei *St. Murchisoni* beiderseits entwickelten Querfurchen auf dem hinteren Teil der Glabella fehlen bei *St. elongatus*. Bei *St. globiceps* Portl. und *St. unicus* Thomson aus dem englischen Caradoc sind die Wangen noch breiter als bei *St. Murchisoni* Barr.

Vorkommen. In Thüringen: Oberer Erzhorizont, erstes Lager, Oberer Fossilhorizont. Schmiedefeld.

24. Trilobitenreste.

Außer den gut erhaltenen Schmiedefelder Trilobiten findet man unbestimmbare Reste noch an zwei anderen Stellen: Gümbel („Fichtelgebirge“ S. 422) erwähnt sie aus dem kalkigen Eisenerz von Ober-Gölitz. Bei einem Schurf

der Maximilianshütte am hinteren breiten Berg bei Saalfeld im Jahre 1911 führte das Erz schlecht erhaltene Bruchstücke, unter denen große Augenpolster erkennbar waren.

V. Lederschiefer.

Aus dem Lederschiefer ist im Laufe der Jahre eine ganz ansehnliche Fauna zusammengebracht worden. Der Lederschiefer führt hier und da vereinzelte Gerölle, die sich durch eine ganz außergewöhnliche Festigkeit auszeichnen. Es handelt sich meist um Quarzite. Die Annahme, daß wir ausschließlich Konkretionen vor uns haben[12]), ist hinfällig, seitdem es ZIMMERMANN[13]) gelungen ist, glimmerreiche Sandsteine, konglomeratische Quarzite und Granite darunter nachzuweisen. Zum Teil können die Gerölle, und zwar die festesten, als Phosphorite bezeichnet werden. Die chemische Untersuchung eines solchen Steinkerns von *Echinosphaerites* sp. ergab 5,4% Phosphorsäure. Das gleiche Stück wurde im Dünnschliff untersucht. Es erwies sich als quarzreich und ganz erfüllt von Fossilresten, die sich großenteils als Zweischaler zu erkennen gaben. Die amorphe Phosphoritsubstanz war dazwischen regellos verteilt.

In solchen Geröllen finden sich nun die Fossilien, liegen demnach auf zweiter Lagerstätte und können stratigraphisch nur insofern verwertet werden, als sie sämtlich aus Schichten stammen müssen, die älter sind als der sie beherbergende Lederschiefer. Es sind bisher nur zwei Reste gefunden worden, die bestimmt im tieferen Silur in Thüringen vorkommen: *Echinosphaerites quaerendus* BARR., eine häufige Erscheinung im Lederschiefer, ließ sich auch im Oberen Erzhorizont nachweisen. Das Pygidium einer *Ogygia*, das aus dem Lederschiefer von Eyba stammt, gleicht vollständig einem Pygidium aus den Phycodenschichten von Wallendorf. Wir kommen damit auf die schwierige Frage nach der Heimat der Fossilien und der Gerölle überhaupt. Außer den beiden genannten Arten ist die Fauna des Lederschiefers nirgends auf primärer Lagerstätte beobachtet worden. Andererseits handelt es sich

---

[12]) LORETZ, Über *Echinosphaerites* und einige andere organische Reste aus dem Untersilur Thüringens. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1883.

[13]) ZIMMERMANN, Gerölltonschiefer im Untersilur Thüringens. Diese Zeitschr., 1914.

ausschließlich um untersilurische Formen, die in unserem Gebiet gelebt haben müssen. Nach dem vorliegenden Befund kann nur folgende Erklärung gegeben werden:

Die Fauna des Untersilurs muß nach allen Eigenschaften der sie beherbergenden Sedimente in einem flachen Wasser gelebt haben. Ihre Reste müssen nach den Gesetzen zur Ablagerung gelangt sein, die wir in heutigen Flachmeeren beobachten, über die sich JOH. WEIGELT[14]) mehrfach verbreitet hat. Besondere Organismenanreicherungen finden sich im Bereich von Ebbe und Flut an der Küste. Hier entstandene Fossilbänke müssen im Lederschiefer wieder zerstört und aufgearbeitet worden sein. Nur das Widerstandsfähigste blieb erhalten und findet sich heute auf zweiter Lagerstätte im Lederschiefer. Wie ich in meiner Arbeit über die untersilurischen Eisenerze nachgewiesen habe (Jahrb. d. Halleschen Verbands, Bd. 4), lag die Küste im Untersilur nicht weit im Westen. Dort müssen die älteren, bereits im Lederschiefer abgetragenen fossilführenden Untersilursedimente ursprünglich vorhanden gewesen sein. Dazu paßt auch die Feststellung ZIMMERMANNS[15]), daß die grobkörnigen Quarzitgerölle im Lederschiefer auf den Langenberg bei Amt Gehren zu beziehen sind. Und damit stimmt schließlich auch die Verbreitung der gerollten Fossilien überein. Sie finden sich nämlich hauptsächlich im Westen, bei Saalfeld, Eyba, Meura, Gräfenthal und nehmen nach Osten ab. Bei Lehesten werden die Funde seltener, und aus dem östlichen Teil unseres Gebietes ist mir noch nichts bekannt geworden.

Verschiedenes.

1. Anthozoen
2. ? Bryozoen
3. Crustaceenreste

} Siehe LORETZ, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1883.

4. ? *Favosites* sp.

Wird in der Erläuterung zu Blatt Lobenstein vom Marksberg angeführt.

---

[14]) WEIGELT, JOH., Geologie und Nordseefauna. Steinbruch, 1919, Heft 33—36. — Die Flachmeersäume und die Gesetzmäßigkeit ihres geologischen Baues. Diese Zeitschr., **72**, 1920, Monatsber., S. *274—279*.

[15]) ZIMMERMANN, a. a. O., S. 271.

Cystoidea.

5. *Echinosphaerites quaerendus* Barr.

Eine Beschreibung der Art wurde schon im vorhergehenden Kapitel gegeben. Echinosphaeriten finden sich im Lederschiefer noch am häufigsten, meist jedoch in schlechtem Erhaltungszustand. Manche Exemplare scheinen dem *Echinosphaerites aurantium* nahezustehen. Wo eine sichere Bestimmung durchgeführt werden konnte, handelte es sich stets um *Echinosphaerites quaerendus* Barr. Einige in der Literatur anders benannte Cystoideen scheinen ebenfalls hierher zu gehören, nämlich der von Gümbel[16]) beschriebene und abgebildete *Glyptosphaerites areolatus* Gümb. von Gräfenthal, der später auch von Blatt Lehesten erwähnt wird, und vielleicht die von Loretz[17]) als *Echinosphaerites* aff. *aurantium* Aut. beschriebenen Exemplare. Die zuweilen erwähnten „Crinoidenstielglieder" sind vermutlich Stielglieder von *Echinosphaerites*.

Jaekel[18]) hat *Echinosphaerites quaerendus* Barr. zu *Caryocystites* gestellt. Nun sind zweifellos eine Anzahl der bisher aus dem Thüringer Silur als *Echinosphaerites* bezeichneten Cystoideen als *Caryocystites* anzusprechen. Doch fanden sich wiederum einige gut erhaltene Exemplare, die bestimmt nicht die Merkmale von *Caryocystites* (große, ziemlich regelmäßige Tafeln, sternförmige Porenleisten) zeigen und dabei so gut mit *Echinosphaerites quaerendus* Barr. übereinstimmen, daß die Art doch aufrechterhalten werden soll.

6. *Caryocystites confortatus* Barr.

1887. *Echinosphaerites confortatus*, Barrande, Syst. Sil., Bd. VII, S. 153, Taf. XVI, Fig. 21—23.
1899. *Caryocystites confortatus* in Jaekel, Stammesgeschichte der Pelmatozoen, S. 330.

Von *Echinosphaerites quaerendus* Barr. durch größere Regelmäßigkeit der Platten und durch das bei guten Exemplaren beobachtete Vorhandensein von Sternrippen deutlich verschiedene Cystoideen können mit dieser Spezies verglichen werden.

Vorkommen. In Böhmen: Stufe Dd 4. In Thüringen: Im Lederschiefer bei Eyba.

---

16) „Fichtelgebirge", S. 452.
17) Loretz, a. a. O.
18) Jaekel, Stammesgeschichte der Pelmatozoen.

7. *Caryocystites Helmhackeri* Barr.

1887. *Orocystites Helmhackeri*, Barrande, Syst. Sil., Bd. VII, I, S. 168, Taf. VII u. VIII.
1896. *Orocystites Helmhackeri*, in Haeckel, Amphorideen und Cystoideen. S. 57, Fig. 4.
1899. *Caryocystites Helmhackeri*, Jaekel, Stammesgeschichte der Pelmatozoen, I, S. 330, Taf. IX, Fig. 7 u. X, Fig. 1—3.
1899. *Caryocystites Helmhackeri* var. *Thuringiae*, Jaekel, ebenda, S. 330, Taf. VIII, Fig. 22.

Von den beiden bisher bekannt gewordenen Resten stammte das von Jaekel abgebildete Exemplar aus dem Lederschiefer von Döschnitz. Das zweite, in Halle befindliche Exemplar soll am Lohmen bei Eichicht als Geröll, wahrscheinlich in den dort erhaltenen Saaleschottern, gefunden worden sein. Seine Herkunft ist also nicht mehr zu ermitteln. Dazu kommen einige neue Reste von Hoheneiche, Eyba und Gräfenthal. Sie zeigen die von Barrande beschriebenen wesentlichen Merkmale: Platten ziemlich groß, 5—6eckig, in der Mitte aufgewölbt, sternförmig ausstrahlende Porenleisten. Die zwischen ihnen entstehenden Dreiecke durch zahllose feine, den Rippen parallel gehende Linien ausgezeichnet. Mundöffnung und After aufragend. Bei besser erhaltenen Exemplaren sind die Radialleisten nicht so schmal, wie sie bei den bisher bekannten schlechteren Resten erscheinen. Die aus diesem Grund aufgestellte var. *Thuringiae* Jaekel kann deshalb nicht aufrecht erhalten werden[19]).

Vorkommen. In Böhmen: Stufe Dd4. In Thüringen: Als Geröll im Lederschiefer von Döschnitz, Hoheneiche, Eyba und Gräfenthal.

8. *Caryocystites granatum* Wahlenberg.

1818. *Echinosphaerites granatum*, Wahlenberg, Acta Soc. Upsal, VIII, 53.
1837. *Sphaeronites testudinarius*, Hisinger, Lethaea Suecica, S. 92, Taf. XXV, Fig. 9a.
1844. *Caryocystites granatum*, L. v. Buch, Über Cystideen. Abhandl. d. Kgl. Akad. d. Wissensch. z. Berlin.
1878. *Caryocystites granatum*, Angelin, Iconographia Crinoideorum, S. 29, Taf. XII, XIII, XIV.

---

[19]) Die Zugehörigkeit zu *Caryocystites Helmhackeri* Barr. wird zur Gewißheit durch ein besser erhaltenes Exemplar von Eyba aus der Sammlung der Geolog. Landesanstalt in Berlin, das mir durch die Liebenswürdigkeit von Herrn Dr. Dienst noch rechtzeitig zugeht. Neben den breiten Radialleisten auf dem Steinkern zeigen sich die in den gleichen charakteristischen Reihen wie bei Barrande angeordneten Tuberkeln.

1896. *Heliocystis granatum*, HAECKEL, die Amphorideen und Cystoideen. Festschrift f. KARL GEGENBAUR.

Diese Spezies ist leicht an der kleinen Theka und der verhältnismäßig geringen Zahl der Thekaltafeln zu erkennen. An den mir vorliegenden Individuen von Gebersdorf sind die aufragenden Mund- und Afteröffnungen gut sichtbar.

Vorkommen. In England: Caradoc. In Thüringen: Als Geröll im Lederschiefer von Gebersdorf.

9. *Caryocystites* cf. *balticus* EICHWALDT.

Einige ovale Caryocystiten lassen sich am besten mit dieser Art vergleichen, wobei bemerkt sei, daß die Bestimmung bei dem schlechten Erhaltungszustand nicht sicher ist.

Vorkommen. Als Geröll im Lederschiefer von Arnsgereuth.

10. *Caryocystites* sp.

Außer den genannten Arten finden sich gelegentlich noch Individuen, die nicht näher bestimmt werden können.

11. *Glyptosphaerites* sp.

Wird in der Erläuterung zu Blatt Lehesten genannt.

12. *Protocrinites fragum* EICHWALDT.

1845. *Echinosphaerites pomum*, in MURCHISON, DE VERNEUIL und KEYSERLING, Geol. de la Russie d'Europe, 1845, Bd. II, S. 24, Taf. I, Fig. 7.
1846. *Protocrinites oviformis* VOLBORTH (—non EICHWALDT —) in VOLBORTH, Russ. Sphaeroniten. Verhandlungen der Russ. Kais. Mineralog. Gesellsch. St. Petersburg.
1860. *Protocrinus fragum*, EICHWALDT, Lethaea rossica, S. 621.
1896. *Protocrinus fragum*, in HAECKEL, Amphorideen und Cystoideen, S. 104.
1899. *Protocrinites fragum*, in JAEKEL, Stammesgeschichte der Pelmatozoen, S. 433.

Die vorliegenden Exemplare sind zwar schlecht erhalten, können aber doch nach der Beschreibung und den Abbildungen VOLBORTHS ohne Bedenken hierher gestellt werden. Die jüngeren Individuen sind rund, die älteren echinusartig abgeplattet. Das größte Exemplar besitzt einen horizontalen Durchmesser von 2,9 cm. Der senkrechte Durchmesser verhält sich zum horizontalen wie 3 : 4,5 (VOLBORTH gibt 3 : 5 und 2 : 5 an). Begrenzung der Tafeln nicht gut zu sehen. Täfelchen in der Mitte warzenartig

erhaben, wodurch die Oberfläche höckrig erscheint. Ambulakralrinnen, Mundöffnung und Afterpyramide nicht erhalten.

Vorkommen. Im Untersilur von Skandinavien und Rußland. In Thüringen: Lederschiefer. Schmiedefeld.

13. Gastropodenreste.

Zwei kleine unbestimmbare Schnecken führt ZIMMERMANN von Blatt Lössau an. Ein 1,5 cm hohes, kegelförmiges Exemplar, welches mit *Macrocheilus* verglichen werden kann, stammt von Gräfenthal und wurde der Sammlung des Geologischen Instituts in Halle überwiesen.

Brachiopoda.

14. *Lingula attenuata* Sow.

Diese *Lingula*, von der v. FRITSCH zuerst berichtet (Führer, Seite 63), kam aus dem RICHTERschen Nachlaß nach Halle. Die Fundesbezeichnung lautet: Untersilur Arnsgereuth. Das Gestein ist ein glimmerreicher, grauroter Quarzit. Die Stücke können demnach auch aus dem Hauptquarzit stammen. — *Lingula* sp. führt GÜMBEL vom Döbraberg und von der Löhmarmühle an („Fichtelgebirge", S. 415). Ob es sich hier wirklich um Lederschiefer handelt, ist allerdings sehr fraglich.

Vorkommen. In Böhmen: Dd 4.

15. *Orthisina* sp.
16. *Lingula* sp.
17. *Discina rediviva*
18. *Obolus* cf. *minor*

} Siehe RICHTER (Diese Zeitschr., 1872).

19. *Orthis* sp.

Siehe LORETZ, Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. 1883 und Erläut. zu Blatt Lobenstein.

Ostracoda.

20. *Beyrichia excavata* RICHTER.

Unter diesem Namen beschrieb RICHTER (Diese Zeitschrift XXIV, 1872) kleine Beyrichien aus der obersten Abteilung des Lederschiefers. Die von H. MEYER gefundenen, im Museum der Geolog. Landesanstalt in Berlin liegenden kleinen Abdrücke in einem Quarzitgeröll aus dem Lederschiefer von Eyba sind vielleicht ebenfalls darauf zurückzuführen.

Trilobitae.

21. *Ogygia* sp.

(Taf. IV, Fig. 11.)

In der Sammlung des Herrn WAGNER in Reschwitz befindet sich das Pygidium einer *Ogygia*, das von ihm als Geröll im Lederschiefer bei Eyba gefunden wurde. Das Pygidium gleicht völlig dem aus den Phycodenschichten von Wallendorf beschriebenen. Besonders charakteristisch sind die stark gegliederte raupenartige Achse, die auf den Segmenten der Seitenlappen befindlichen Längsfurchen, sowie der breite, glatte, durch eine Furche abgetrennte Rand. Auf Tafel IV, Fig. 3 u. 4, sind beide Exemplare nebeneinander gestellt.

22. *Cheirurus* sp.

(Taf. IV, Fig. 10.)

Gleichfalls von Herrn WAGNER wurde bei Eyba die Glabella eines *Cheirurus* als Geröll im Lederschiefer gefunden. Das Individuum muß groß gewesen sein. Das Stück mißt je 4 cm in der Länge und Breite. Es sind drei Querfurchen deutlich zu erkennen, von denen die hinterste besonders stark ausgebildet ist. Eine nähere Bestimmung ist nicht möglich.

23. *Illaenus* sp.

Wird in der Erläuterung zu Blatt Pausa erwähnt.

Phyllocarida.

24. ? *Ceratiocaris* sp.

ZIMMERMANN (Diese Zeitschrift 66, 1914, S. 271) führt „in manchen Geröllen dicht gehäuft stachelartige Körper, die wohl auf *Ceratiocaris* zurückzuführen sind", an. Aehnliche Reste fand H. MEYER bei Eyba.

2. Die stratigraphische Stellung des Thüringer Untersilurs.

Zum besseren Vergleich ist die Untersilurfauna, soweit sie nicht von zweiter Lagerstätte stammt, auf den Tabellen 2 u. 3 zusammengestellt worden.

Zunächst soll das Untersilur Thüringens mit dem Untersilur Böhmens verglichen werden. Es ist das die von BARRANDE mit dem Buchstaben D bezeichnete Schichtenstufe, die in vier Unterabteilungen: d 1, d 2, d 3 + d 4 und

d 5 zerfällt, d 1α gehört jedoch noch nicht dazu. Wenn wir nun mit der Fauna des Oberen Erzhorizontes beginnen, der die meisten mit Böhmen gemeinsamen Formen aufweist, so zeigt ein Blick auf die Tabelle 3, daß dieser Horizont an die Grenze von d 4 zu d 5 gestellt werden muß. In der gesamten Fauna ist keine Art vorhanden, die auf tiefere Stufen beschränkt ist, nur eine Art, *Orthis notata* Barr., findet sich schon in d 2, reicht aber bis d 5. Auf die Stufen d 4 und d 5 verteilt sich die Fauna ziemlich gleichmäßig. Man könnte leicht geneigt sein, den Erzhorizont auf d 4 zu beziehen. Denn von den Formen, die in Böhmen auf d 5 beschränkt sind, ist *Orthis testudinaria* Dalm. unsicher und nur von Gümbel erwähnt worden, und *Staurospira longior* Barr. wenig charakteristisch. Andrerseits ist aber *Aeglina armata* Barr. so typisch und besitzt in Böhmen wie auch in England so geringe vertikale Verbreitung, daß aus diesem Grunde der Obere Erzhorizont an die Grenze von d 4 zu d 5 gestellt werden soll.

Damit fällt der Lederschiefer von selbst in die Stufe d 5, der Griffelschiefer in die Stufe d 4. Schwierig bleibt nur noch die Abrenzung des Griffelschiefers nach unten. Die Fauna des Griffelschiefers besitzt ja, wie Frech[20]) schon hervorgehoben hat und wie auch aus der Tabelle 2 hervorgeht, fast nur selbständige Formen. Nur zwei Arten finden sich in Böhmen wieder: *Conularia modesta* Barr. (d 1 und d 3) und *Calymene pulchra* Barr. (d 2—d 4). Danach könnte der Griffelschiefer schon mit d 2 beginnen. In den Phycodenschichten findet sich jedoch *Ogygia Guettardi* Brong., die in Frankreich häufig ist. Frech[21]) hat mit Hilfe der Begleitfauna nachgewiesen, daß dieser französische Horizont der böhmischen Stufe d 2 entspricht. Es kann deshalb der Griffelschiefer nur mit den Stufen d 3 und d 4 parallelisiert werden. Die Phycodenschichten entsprechen den Stufen d 1 und d 2. Daß die Phycodenschichten so hoch ins Untersilur hinaufreichen, kann aber auch auf Grund ihrer übrigen Fauna nicht länger bezweifelt werden. Die Reste von *Asaphus* kann man zwar nicht der Art nach bestimmen, doch ist schon die Gattung beweisend. Der glückliche Fund von *Megalaspis acuticauda* Ang. läßt einen genauen Vergleich zu (s. S. 272). In

[20]) Frech, Über die Entwicklung der silurischen Sedimente in Böhmen und im Südwesten Europas. N. Jahrb. f. Min. usw., 1899, II.
[21]) Frech, a. a. O.

das Tremadoc sind auf Grund paläontologischer Erwägungen die Schiefertone von Leimitz gestellt worden[22]) und würden somit älter sein als die Phycodenschichten.

Tabelle 2.

Fauna der Phycodenschichten, des Unteren Erzhorizontes und Griffelschiefers.

Arten:	Böhmen					England			
	d1	d2	d3	d4	d5	Tremadoc	Arenig	Llandeilo	Caradoc
Phycodenschichten.									
1. *Phycodes circinatum* Richter									
2. *Dinobolus Loretzii* v. Fritsch									
3. *Megalaspis acuticauda Ang.*									
4. *Asaphus* sp.									
5. *Ogygia* sp.									
6. *Ogygia Guettardi Brong.* . .									
7. Trilobitenreste									
Unterer Erzhorizont.									
1. *Syringopora* sp.?									
2. *Orthis aff. Lindstroemi* Linn.									
Griffelschiefer.									
1. *Coenograptus linearis Carr.?*									
2. *Coenograptus* sp.									
3. *Tetragraptus* sp.									
4. Graptolithen									
5. *Orthonota* sp.									
6. *Conularia modesta* Barr. .	+		+						
7. *Asaphus marginatus* Richter									
8. *Asaphus Luthardti* n. sp. . .									
9. *Asaphus radiatus* Salter .									+
10. *Asaphus* sp.									
11. *Ogygia* cf. *corndensis* Murch.								+	
12. *Ogygia* sp.									
13. *Megalaspis gladiator* v. Fritsch									
14. *Illaenus Loretzii* v. Fritsch									
15. *Illaenus* sp.									
16. *Calymene pulchra* Barr. . .		+	+	+					

[22]) Broegger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Universitätsprogramm Kristiania, 1882, Seite 147.

Pompeckj, Ein neuentdecktes Vorkommen von Tremadoc-Fossilien bei Hof. I. Bericht d. nordoberfränkischen Ver. f. Naturgeschichts- und Landeskunde. Hof, 1896.

Tabelle 3.

Fauna des Oberen Erzhorizontes.

Fundpunkte in Thüringen: 1 Schmiedefeld, 2 Ober-Gölitz, 3 Marksberg, 4 Reichenfels (Blatt Weida), 5 Breiter Berg bei Saalfeld.

Fauna	Vorkommen in Barrandes Stufen D					Fundpunkte in Thüringen				
	d1	d2	d3	d4	d5	1	2	3	4	5
1. *Favosites* sp.								+		
2. *Echinosphaerites quaerendus* Barr.				+		+				
3. *Caryocystites* sp.						+				
4. *Craterina* sp.								+		
5. *Arenicolites didyma* Salt.						Im ganzen Gebiet				
6. *Discina* oder *Obolus* sp.									+	
7. *Orthis notata* Barr.		+		+	+	+				
8. *Orthis* cf. *testudinaria* Dalm. ?					+		+			
9. *Orthis* sp.								+		
10. *Staurospira vermiculosa* Barr.				+		+				
11. *Staurospira longior* Barr.					+	+				
12. *Pleurotomaria* sp.						+				
13. Gastropodenreste						+				+
14. *Hyolithes striatulus* Barr.				+		+				
15. *Conularia fecunda* Barr.				+	+	+				
16. *Conularia thuringa* n. sp.						+				
17. *Conularia latecostata* n. sp.						+				
18. *Conularia* sp.						+				
19. *Aeglina armata* Barr.					+	+				
20. *Illaenus perovalis* Murch.					?	+				
21. *Illaenus distinctus* Barr.				+		+				
22. *Illaenus* sp.						+				
23. *Staurocephalus elongatus* n. sp.						+				
24. Trilobitenreste						+	+			+

Dieses auf Grund der bis jetzt vorliegenden Faunenlisten gewonnene Bild kann durch spätere Fossilfunde im einzelnen noch ergänzt und verbessert werden. Aber eins geht mit Sicherheit daraus hervor, worauf schon Frech und K. Walther hingewiesen haben: Die noch vielfach zum Cambrium gestellten Phycodenschichten müssen unbedingt als Silur angesehen werden. Die Schwierigkeit einer Abgrenzung der Phycodenschichten nach unten kann an dieser Tatsache nichts ändern. Es ist fraglich, ob in Thüringen überhaupt Cambrium entwickelt ist. Wenn die Stufen d2 und d1

dem bis jetzt als Cambrium angesehenen Schichtenstoß entsprechen, so können wir erwarten, daß diese Schichtenfolge eine nicht unbedeutende Mächtigkeit besitzt, und es wäre wohl denkbar, daß das gesamte sog. „Cambrium" Thüringens nicht älter ist als d 1. Zweifelhaft sind die schwarzen Alaunschiefer von Großbreitenbach, welche *?Archaeocyathus* führen, aber auch in ihrem ganzen Habitus aus dem übrigen „Cambrium" herausfallen.

Die Beziehungen zwischen Böhmen und England hat J. Wentzel[23]) behandelt. Auf Grund der Fauna kommt er

Tabelle 4.

Böhmische Arten aus	d3	d4	d5	Idente oder nächstverwandte britische Arten aus	Arenig	Llandeilo	Caradoc
1. *Aeglina armata* Barr.			+	*Aeglina armata* Barr.			+
2. *Aeglina rediviva* Barr.	+	+	+	*Aeglina rediviva* Barr.	+		+
3. *Agnostus tardus* Barr. = *Agn. trinodosus* Salt.			+	*Agn. trinodosus* Salt.			+
4. *Asaphus nobilis* Barr.*)	+	+	+	*Asaphus nobilis* Barr.			+
5. *Remopleurides radians* Barr.			+	*Remopleur. radians* Barr.			+
6. *Phillipsinella parabola* Barr.			+	*Phill. parabola* Barr.			+
7. *Trinucleus ornatus* Stbg. sp. = *Trin. concentricus* Eaton	+	+		*Trin. concentricus* Eaton		+	+
8. *Trinucleus Bucklandi* Barr.			+	*Trin. Bucklandi* Barr.			+
9. *Diplograptus pristis* His.			+	*Diplogr. pristis* His.			+
10. *Dicellograptus anceps* Nich.			+	*Dicell. anceps* Nich.			+
11. *Dalmanites Phillipsi* Barr.		+	+	*Phacops apiculatus* Salt.		+	+
12. *Beyrichia Bohemica* Barr.	+	+		*Beyr. complicata* Salt.**)		+	+
13. *Echinosphaerites confortatus* Barr.***)		+		*Echinosphaerites aurantium*			+

*) Schon in d2. **) Bis zum Llandovery. ***) Nach Jaekel *Caryocystites*.

zu dem Ergebnis, daß die Stufe Dd 1 dem Arenig entspricht, wobei Dd 1γ schon einige Beziehungen zum Llandeilo zeigt. Die Stufe Dd 2 weist keine faunistischen Analogien auf, kann aber nur dem Llandeilo entsprechen. Die Stufen

[23]) Über die Beziehungen der Barrandeschen Etagen C, D und E zum britischen Silur. Jahrb. der K. K. Geolog. Reichsanstalt, 1891.

d 5 und d 3 + d 4 umfassen das Caradoc, wie ihre Fauna ohne weiteres erweist. Wenn nun die Stufe d 3, wie Katzer[24]) angibt und jetzt allgemein angenommen wird, nur eine Fazies der Stufe d 4 ist und mit dieser „eine vollkommene stratigraphische Einheit" bildet, so müßte d 3 ebenfalls zum Caradoc gerechnet werden. Tatsächlich hat Wentzel die Stufen d 3 + d 4 + d 5 als Caradoc angesehen und dies durch eine Tabelle veranschaulicht, wo er eine gemeinsame Fauna aus d 3 + d 4 + d 5 einerseits, aus dem Caradoc andererseits nebeneinander stellt. Vervollständigt man nun die Tabelle in dem Sinn, daß man noch die älteren englischen Stufen hinzufügt und die Verbreitung derselben Fauna für die tieferen Stufen ebenfalls einträgt[25]) (s. Tabelle 4), so kommt man zu dem überraschenden Ergebnis, daß ein Teil der Fauna bereits im Llandeilo,

Tabelle 5.

England	Thüringen	Norwegen
Unterer Llandeilo Oberer Arenig	Phycodenschichten	Orthocerenkalk *Expansus*schiefer *Megalaspis*kalk
Skiddaw-Schiefer (Arenig)		*Phyllograptus*schiefer
Tremadoc	Leimitzschiefer	Ceratopygenkalk Ceratopygenschiefer Kalk und Schiefer

Aeglina rediviva Barr. sogar schon im Arenig vorhanden ist; und daß nur Arten, die ausschließlich in der Stufe d 5 vorkommen, auf das Caradoc beschränkt sind. Eine Ausnahme macht allein *Asaphus nobilis* Barr., der aber in Böhmen schon in Dd 1 γ erscheint und in England, wie Wentzel auch hervorhebt, durch den verwandten *Asaphus tyrannus* Murch. im Llandeilo vertreten wird. *Echinosphaerites confortatus* gehört aber nach Jaekel zu *Caryocystites* und kann also nicht mit *Echinosphaerites aurantium* verglichen werden. Danach besteht die Möglichkeit, daß ein Teil der bömischen Stufe D (d 3 + d 4) noch zum Llandeilo

[24]) Katzer, Geologie v. Böhmen. Prag, 1892, S. 892.

[25]) Es geschah dies nach Bigsby, The Flora and Fauna of the Siluria Period, London, 1868; Etheridge, Fossils of the British Islands, Bd. I, Palaeozoic, Oxford, 1888; Woodward, A Catalogue of British fossil Crustacea, London, 1877.

zu ziehen ist. Einen Hinweis darauf bietet auch die Fauna des Griffelschiefers, der ja diesen beiden Stufen entspricht. In ihm sind nämlich zwei englische Arten bestimmt worden: *Asaphus* cf. *radiatus* Salter aus dem Caradoc und *Ogygia* cf. *corndensis* aus dem Llandeilo. Es widerspricht dem auch nicht die Stellung der Phycodenschichten. Sie müssen, wie *Ogygia Guettardi* beweist, mit den *Asaphus*schiefern von Frankreich und Spanien parallelisiert werden. Diese wiederum entsprechen nach Frech dem Oberen Arenig und Llandeilo. Zu demselben Ergebnis kommen wir schließlich, wenn wir die Phycodenschichten über Norwegen mit England vergleichen. Die englischen Skiddaw-Schiefer (Tabelle 5) sind ein Äquivalent des norwegischen *Phyllograptus*schiefers[26]). Die über letzterem liegende Schichtenfolge: *Megalaspis*kalk, *Expansus*schiefer und Orthocerenkalk, wird wohl, was auch Broegger[26]) für wahrscheinlich hält, dem Oberen Arenig und dem untersten Llandeilo entsprechen. Der *Expansus*schiefer führt nun, wie die Phycodenschichten, *Megalaspis acuticauda* Ang. Die Phycodenschichten wären demnach, wie das Tabelle 5 zeigt, noch mit dem unteren Llandeilo zu parallelisieren, so daß das obere Llandeilo dem unteren Griffelschiefer entspricht. Tabelle 6 gibt zum Schluß eine Zusammenstellung der entsprechenden Stufen von Böhmen, England und Thüringen.

Tabelle 6.

Böhmen		Thüringen	England
d5	Weiche grünliche od. schwarze Schiefer mit Sandsteineinlagerungen	Lederschiefer Oberer Erzhorizont	Caradoc
d3 + d4	Schwarze Schiefer Chamosit (Nučitz) Quarzitbänke Schwarze, glimmerreiche Grauwackenschiefer	Griffelschiefer Unterer Erzhorizont	Llandeilo
d2	Quarzit	Phycodenschichten	
d1	γ Schwarzer Schiefer β Diabastuff und Roteisenerzlager	Leimitzschiefer	Arenig Tremadoc

[26]) Broegger, a. a. O., S. 146.

Literaturverzeichnis.

Angelin, N. P.: Palaeontologia Scandinavia. 2. Ausgabe: Trilobitae. Stockholm 1878.

Angelin: Iconographia Crinoideorum in Stratis Sueciae Siluricis fossilium. Holmiae, 1878.

Barrande: Systeme silurien du centre de la Bohême. Prag, 1852—1911.

Barrande: Beobachtungen über die Kruster, Flossenfüßer und Kopffüßer des böhmischen Silurgebirges. N. Jahrb. f. Min. usw., 1854.

Barrande: Silurische Fauna aus der Umgebung von Hof in Bayern. Ebenda, 1868.

Bather: Caradocian Cystidea from Girvan. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Bd. XL, IX, Teil II (Nr. 6). Edinburgh, 1913.

Beyrich: Über einige böhmische Trilobiten. Berlin, 1845/1846.

Bigsby: The Flora and Fauna of the Silurian Period. London, 1868.

Billings: On the Cystidea of the lower Silurian Rocks of Canada. Geol. Survey of Canada. Decade III, 1858.

Bittner: Eine triadische Conularie. Verhandl. d. K. K. Reichsanst., Wien, 1893, Nr. 6.

Brögger: Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristianiagebiet und auf Eker. Universitätsprogramm Kristiania, 1882.

v. Buch, Leopold: Über Cystideen, eingeleitet durch die Entwicklung der Eigentümlichkeit von Caryocrinus ornatus. Abhandlungen der Berliner Akademie der Wissenschaften, 1845.

Burckhardt: Zur Systematik und Phylogenie der Pleurotomarien. Neues Jahrb. f. Min. usw., 1897, I.

Davidson: Monograph of British fossil Brachiopoda. Vol. I—VI. Palaeontographical Society, 1851—1886.

Eichwaldt: Aus dem Orthoceratidenkalk von Reval und Erras. Lethaea rossica, Bd. I, 1860.

Etheridge: Fossils of the British Islands, Bd. I, Palaeozoic. Oxford, 1888.

Forbs, Edward: On the Cystideae of the Silurian Rocks of the British Islands. Mem. of the Geol. Survey of Great Britain and of the Mus. of Pract. Geol. in London. Bd. II, Teil II, 1848.

Frech: Über die Entwicklung der silurischen Sedimente in Böhmen und im Südwesten Europas. N. Jahrb. f. Min., 1899, II, S. 164.

v. Fritsch, K.: Führer durch das mineralogische Institut der Kgl. Vereinigten Friedrichs-Universität Halle—Wittenberg. Vereinigten Friedrichs-Universität Halle—Wittenberg. Halle a. S., 1901.

v. Gümbel: Briefl. Mitteilung. N. Jahrb. f. Min., 1864, S. 460 (Orthis vom Leuchtholz).

v. Gümbel: Geognostische Beschreibung d. Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. Gotha, 1879.

Gürich: Untersilur bei Jauer i. Schl. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1906.

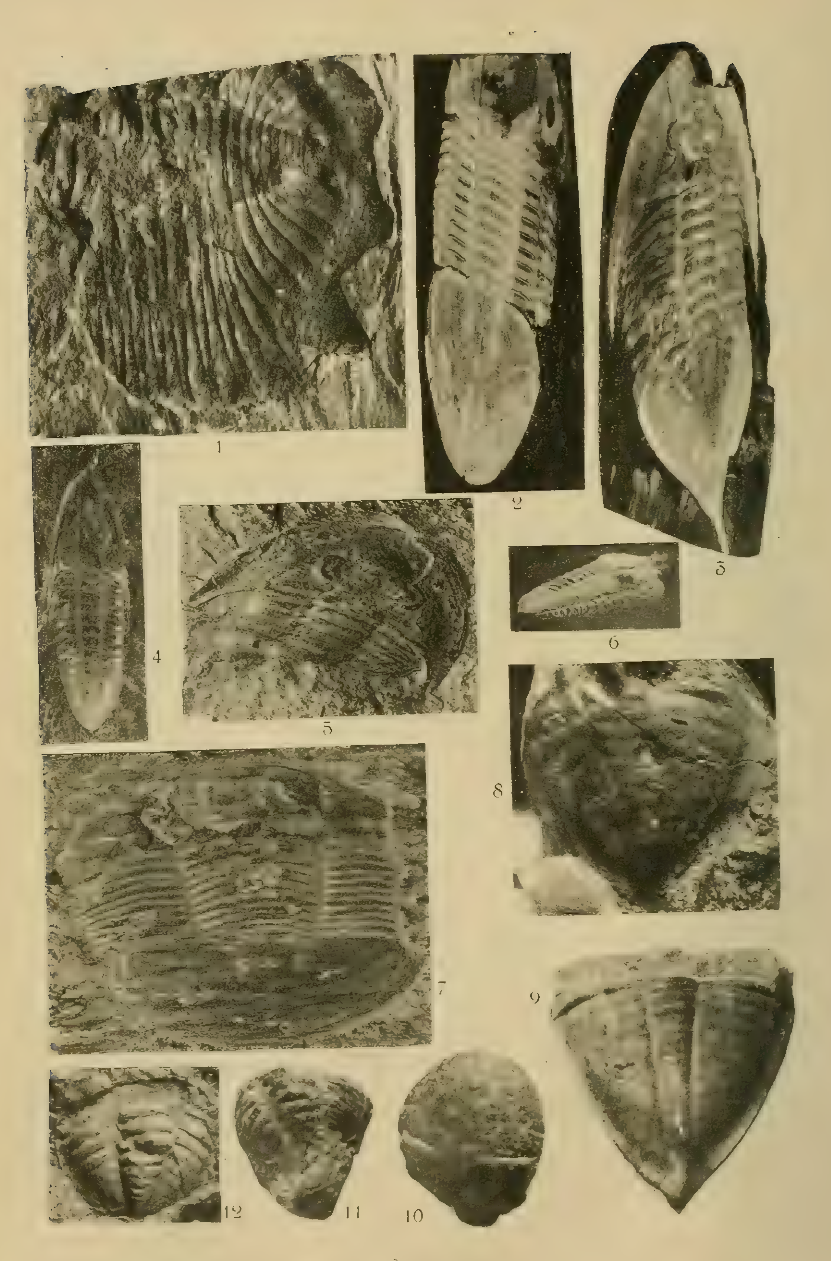
Haeckel: Die Amphorideen und Cystoideen. Festschrift f. Karl Gegenbaur. Leipzig, 1896.

Hess von Wichdorff: Über die Auffindung von Fossilien im untersilurischen Chamositeisenerzlager von Schmiedefeld bei Wallendorf im Thüringer Wald. Diese Zeitschr., **63**, 1911.
Hicks: On the Succession of the Ancient Rocks in the vicinity of St. Davids. Quart. Journ. Geol. Soc., Bd. XXXI, 1875.
Hoffmann, E.: Sämtliche bis jetzt bekannte Trilobiten Rußlands. Verhandl. d. Mineralog. Ges. zu St. Petersburg, 1858.
Holm, G.: Sveriges Kambrisk-Siluriska Hyolithidae och Conulariidae. Sveriges Geologiska Undersökning Ser, C. N. 112, Stockholm, 1893.
Jaekel: Organisation der Cystideen. Verhandl. d. deutsch. Zoolog. Gesellsch., 1895, S. 109.
Jaekel: Stammesgeschichte der Pelmatozoen. I. Bd., Thecoidea und Cystoidea. Berlin, 1899.
Jaekel: Über Carpoideen, eine neue Klasse von Pelmatozoen. Diese Zeitschr., **52**, 1900.
Jaekel: Über die Organisation der Trilobiten. Diese Zeitschr., **53**, 1901.
Jahn: Neue Tierreste aus dem böhmischen Silur. Ebenda, 1894.
Katzer: Das ältere Paläozoikum in Mittelböhmen. Die Notwendigkeit einer Neueinteilung desselben. Prag, 1888.
Katzer: Geologie von Böhmen. Prag, 1892.
Kettner: Über das neue Vorkommen der untersilurischen Bryozoen und anderer Fossilien in der Ziegelei Pernikarka bei Kosire. Bull. Int. de l' Akademie des Sciences de Bohême, 1913.
Koken: Die Hyolithen der silurischen Geschiebe. Diese Zeitschr., **41**, 1889.
Koken: Über untersilurische Gastropoden. N. Jahrb. f. Min. 1898, I, S. 1.
Lindström: On the Silurian Gastropoda and Pteropoda of Gotland K. Svenska Vetenskaps Akad. Handl., 1884, Bd. **19**.
Loretz: Beitrag zur geolog. Kenntnis der cambrisch-phyllitischen Schieferreihe in Thüringen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanstalt, 1883.
Loretz: Über *Echinosphaerites* und einige andere organische Reste aus dem Untersilur Thüringens. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1883.
Loretz: Bemerkungen über die Untersilurschichten des Thüringer Waldes und ihre Abgrenzung vom Kambrium. Ebenda, 1884.
Marr: On the Predevonian Rocks of Bohemia. Quarterly Journal of the Geolog. Soc., 1880.
Marr: Notes of the Lower Palaeozoic Rocks of the Fichtelgebirge, Frankenwald and Thüringerwald. Geological Magazine, Decade III, Bd. VI, Nr. 303, 1889.
Murchison, de Verneuil, Keyserling: The Geology of Russia in Europe and the Ural Mountains, Bd. II, London, 1845.
Novak: Revision der paläozoischen Hyolithen Böhmens. Abhandl. d. Kgl. Böhm. Ges. d. Wissensch., VII. Folge, 4. Bd. Mathemat. Naturwissensch. Kl., Nr. 6, Prag, 1891.
Osswald: Mesozoische Conulariiden. Zentralbl. f. Min., 1918.
Pander: Beiträge zur Geognosie des Russischen Reiches 1830. Proc. Ac. St. Petersburg, 1860.
Pompeckj: Ein neuentdecktes Vorkommen von Tremadoc-Fossilien bei Hof. I. Bericht des Nordoberfränk. Ver. f. Naturgeschichts- und Landeskunde. Hof, 1896.

POMPECKJ: Über Calymene Brogn. N. Jahrb. f. Min. 1898 I.
PORTLOCK: Report on the Geology of the county of Londonderry and of parts of Tyrone and Fermanagh. Dublin, 1843.
QUENSTEDT: Petrefaktenkunde Deutschlands, Bd. IV, Leipzig, 1874—1876.
REED: The lower Palaeozoic Trilobites of the Girvan district Ayrshire. Palaeontogr. Soc. London, 1903, 1904, 1906.
REMELE: Über Hyolithes inaequistriatus. Diese Zeitschr., **41**, 1889.
RICHTER: Aus der Thüringischen Grauwacke. Ebenda, **2**, 1850.
RICHTER: Erläuterung zur geognostischen Übersichtskarte des ostthüringischen Grauwackengebietes. Ebenda, **3**, 1851.
RICHTER: Das Thüringische Schiefergebirge. Ebenda, **21**, 1869.
RICHTER: Untersilurische Petrefakten aus Thüringen. Ebenda, **24**, 1872.
RICHTER, RUDOLF: Die Entstehung der abgerollten „Daleider-Versteinerungen und das Alter ihrer Mutterschichten". Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst., 1916, I.
SALTER: Memoires of the Geological Survey of Great Britain and of the Museum of Practical Geology in London, Bd. 2 u. 3. 1848 bzw. 1866.
SALTER, I. W., and WOODWARD, H.: A Monograph of British Trilobites. Palaeontograph. Soc., 1867—1884.
SCHMIDT: Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Mem. de l'Acade. imp. de St. Petersburg 1881, ser. VII., Bd. 30, 1885, 1886, ser. VII., Bd. 33, 1894, ser. VII., Bd. 42, 1898, ser. VIII., Bd. 6, 1902, ser. VIII., Bd. 12, 1904, ser. VIII., Bd. 14, 1907, ser. VIII., Bd. 19, 1907, ser. VIII., Bd. 20.
SLATER: A Monograph of British Conulariae. Palaeontograph. Soc. 61, 1907.
v. VOLBORTH: Über die Russischen Sphaeroniten. Verhandl. d. Russisch-Kaiserl. Mineral. Ges., St. Petersburg, 1846.
WALTHER, JOH.: Geologische Heimatskunde von Thüringen. 5. Auflage. Jena, 1921.
WALTHER, K.: Beiträge zur Geologie und Palaeontologie des älteren Palaeozoikums in Ostthüringen. N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. XXIV, 1907.
WENTZEL: Über die Beziehungen der BARRANDEschen Etagen C., D. und E. zum britischen Silur. Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanst., 1891, Bd. 41, Heft 1.
ZELIZKO: Neue Pteropoden des älteren Palaeozoikums Mittelböhmens. Jahrb. d. K. K. Reichsanst., 61, 1911.
ZELIZKO: Zwei neue Conularien aus dem älteren Palaeozoikum von Böhmen. N. Jahrb. f. Min., 1913, I.
ZIMMERMANN: Geologie des Herzogtums Sachsen-Meiningen. Neue Landeskunde des Herzogtums Sachsen-Meiningen, Hildburghausen, 1902.
ZIMMERMANN: Gerölltonschiefer im Untersilur Ostthüringens. Diese Zeitschr., **66**, 1914.

[Manuskript eingegangen am 4. März 1922.]





G. Hofmann phot. u. gez.

Erklärung zu Tafel IV.

Fig. 1. *Asaphus* cf. *radiatus* SALTER. Griffelschiefer, Staatsgriffelbruch Langethal (Steinach). Etwa $^2/_3$. Sammlung VOLLHARDT.

Fig. 2. *Illaenus Loretzi* v. FRITSCH. Griffelschiefer, Birkenheide. Etwa $^2/_3$. Sammlung LUTHARDT.

Fig. 3. *Megalaspis gladiator* v. FRITSCH. Griffelschiefer, Birkenheide. Etwa $^2/_3$. Sammlung LUTHARDT.

Fig. 4. *Asaphus Luthardti* n. sp. Griffelschiefer, Birkenheide. Etwa $^2/_3$. Sammlung LUTHARDT. (Das Original ist beim Verschicken auf der Post verloren gegangen.)

Fig. 5. *Asaphus marginatus* RICHTER. Griffelschiefer, Staatsgriffelbruch Langethal (Steinach). Etwa $^2/_3$. Sammlung VOLLHARDT.

Fig. 6. *Calymene pulchra* BARR. Griffelschiefer Birkenheide. Sammlung LUTHARDT.

Fig. 7. *Illaenus Loretzi* v. FRITSCH. Griffelschiefer, Birkenheide. Etwa $^2/_3$. (Das Original ist beim Verschicken auf der Post verloren gegangen.) Sammlung LUTHARDT.

Fig. 8. *Megalaspis acuticauda* ANG. Phycodenschichten. Holzberg bei Reschwitz. Etwa $^2/_3$. Original in Halle.

Fig. 9. *Megalaspis acuticauda* var. *typica*. Glaukonitkalk. Nach SCHMIDT, Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten, Abt. V, Lieferung IV, Seite 46, Fig. 23.

Fig. 10. *Cheirurus* sp. Glabella. Geröll im Lederschiefer. Eyba. Etwa $^2/_3$. Sammlung WAGNER.

Fig. 11. *Ogygia* sp. Geröll im Lederschiefer. Eyba. $^2/_3$. Sammlung WAGNER.

Fig. 12. *Ogygia* sp. Phycodenschichten. Wallendorf. $^2/_3$. Sammlung des Geologischen Instituts, Halle.

Erklärung zu Tafel V.

Fig. 1. *Caryocystites* sp. Chamosit, Schmiedefeld. Vergrößerung etwa 3 mal. Original: Sammlung der Geologischen Landesanstalt, Berlin, Nr. 104.

Fig. 2. *Echinosphaerites quaerendus* Barr. Chamosit, Schmiedefeld. Steinkern. Wenig vergrößert. Sammlung des Geologischen Instituts, Halle.

Fig. 3. *Conularia thuringa* n. sp. Phosphorit im Chamosit, Schmiedefeld. a) Originalgröße, b) Vergrößerung 2 mal, c) Vergrößerug 4 mal. Original zu a: Geologische Landesanstalt, Berlin, Nr. 13. Die Skulpturen (b und c) nach Stücken der Sammlung in Halle.

Fig. 4. *Conularia fecunda* Barr. Phosphorit im Chamosit, Schmiedefeld. Etwa $^2/_3$. Sammlung des Geologischen Instituts, Halle.

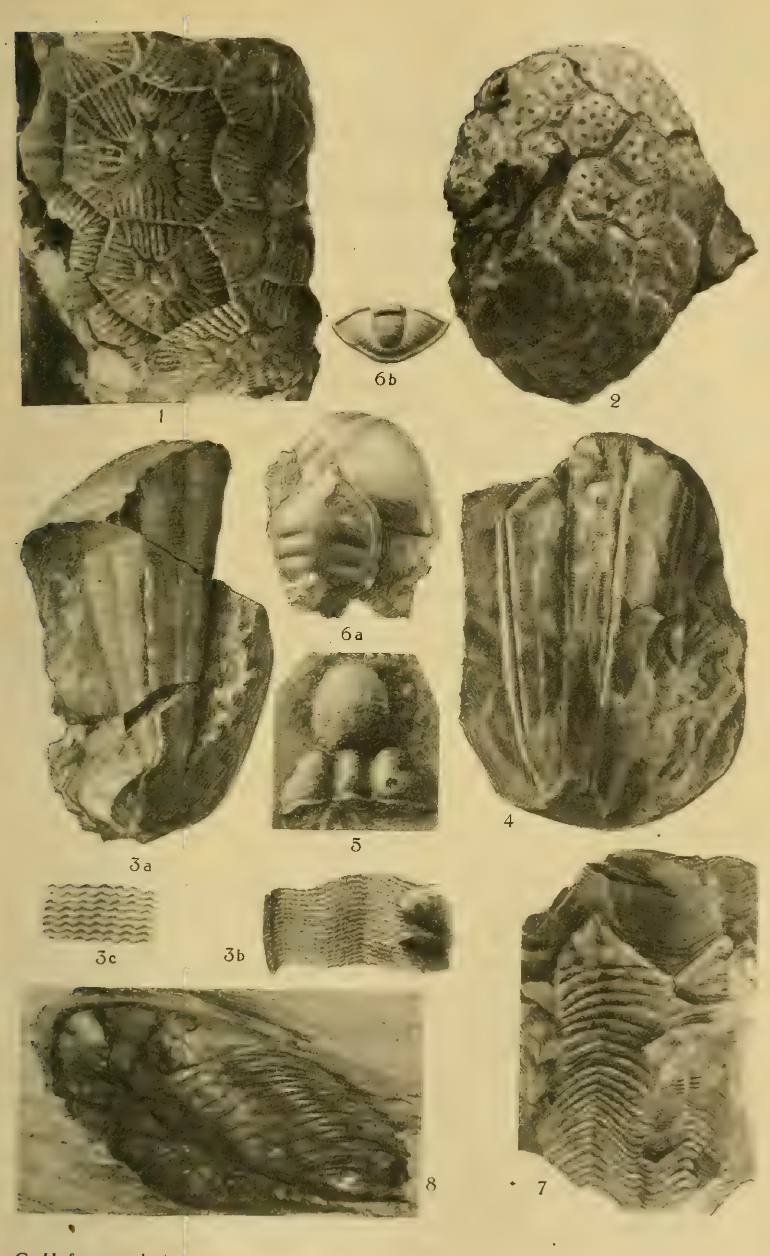
Fig. 5. *Staurocephalus elongatus* n. sp. Chamosit, Schmiedefeld. Vergrößerung etwa 3 mal. Sammlung des Geologischen Instituts, Halle.

Fig. 6. *Aeglina armata* Barr. a) Glabella, b) Pygidium. Chamosit, Schmiedefeld. Sammlung des Geologischen Instituts, Halle. Originalgröße.

Fig. 7. *Conularia latecostata* n. sp. Chamosit, Schmiedefeld, Phosphorit. Etwas vergrößert. Sammlung der Geologischen Landesanstalt, Berlin, Nr. 18.

Fig. 8. *Ogygia* cf. *corndensis* Murch. Griffelschiefer, Fellberg bei Steinach. Sammlung Vollhardt. Verkleinert.

Fig. 1—7 nach Zeichnungen von A. Kirchner, Halle.



G. Hofmann phot. u. gez.

7. Die stereographische Darstellung tektonischer Formen im „Würfeldiagramm“ auf „Stereo-Millimeterpapier“.

Von Herrn Erich Stach, Berlin-Pankow.

(Mit 31 Textfiguren.)

Vorwort.

Die Anregung zu der nachstehenden Arbeit erhielt ich durch Untersuchung der Störungen im östlichen Teil des Ruhrkohlenbeckens, die ich auf Veranlassung von Herrn Prof. Erich Haarmann unternommen habe und deren Ergebnisse ich an anderer Stelle veröffentlichen werde. Herr Prof. Haarmann legte stets besonderen Wert auf eine anschauliche Darstellungsart der Störungen. Bei der Suche nach einer solchen fand ich unter den bisherigen keine, die mich befriedigt hätte. Nach mancherlei Versuchen kam ich schließlich auf die nachstehend beschriebene Darstellung von Störungen im „Würfeldiagramm“, mit der ich eine Lösung der wissenschaftlich und praktisch gleichbedeutsamen Aufgabe zu geben glaube. Noch muß ich den Herren Geheimrat Prof. Dr. J. F. Pompeckj und Prof. Johnsen ebenso wie Herrn Prof. Haarmann danken für ihr großes Interesse und den wertvollen Rat, mit dem sie meine Arbeit wesentlich gefördert haben.

Geol.-Paläont. Institut der Universität, im April 1922.

Einleitung.

Es ist oft außerordentlich schwer, tektonische Vorgänge und Bilder durch die bloße Vorstellung sich selbst wie auch durch Beschreibung allein anderen dem Verständnis näherzubringen. Deswegen ist es zweckmäßig, bei der Erklärung schwieriger tektonischer Verhältnisse die zeichnerische Darstellung zur Hilfe zu nehmen. Arbeiten, die Gebiete der Tektonik behandeln, sind deshalb auch zumeist von Zeichnungen begleitet, die ein rascheres Verständnis der vorliegenden Fragen vermitteln sollen.

Dies wird indessen nicht immer erreicht, da meist nur Flächenzeichnungen, wie Grundriß, Quer- und Längsprofil getrennt dargestellt werden. Ein bei weitem anschaulicheres Bild einer Störung läßt sich dadurch hervorrufen, daß man diese drei Flächenzeichnun-

gen zu einer stereographischen Darstellung zusammenfaßt. Solche Zeichnungen haben sich als äußerst praktisch und manchmal geradezu als notwendig erwiesen. Ich habe nun versucht, eine Methode zur Konstruktion schematischer stereographischer Abbildungen zu finden.

Die Arbeiten von W. SALOMON[1]), W. SPITZ[2]), O. SEITZ[3]) u. a., welche die Darstellung von Klüften und Harnischen behandeln, geben in der Hauptsache schematische Hilfsmittel für die Kartierung, die den Überblick über eine große Anzahl von Kluft- und Harnischbeobachtungen erleichtern sollen. Im Gegensatz und in Ergänzung dazu soll hier die zeichnerisch-räumliche Abbildung von Verwerfungen und Rutschstreifen behandelt werden, wodurch sie perspektivisch dargestellt werden. Stereographische Darstellungen von Störungen sind teilweise von R. DANNENBERG[4]) gegeben worden, indessen werden dort von den tektonischen Formen nur einzelne Sprünge und Wechsel, nicht aber Kombinationen von Störungen, Störungen in gefalteten Schichten oder Rutschstreifen abgebildet.

Beschreibung des Würfeldiagramms.

Der Weg, sich eines räumlichen Diagramms zur Veranschaulichung von Lagerungsverhältnissen bzw. Störungsvorgängen zu bedienen, ist wohl zuerst von den Amerikanern beschritten worden. Es sind jedoch solche „Blockdiagramme“ in erster Linie für die Morphologie der Erdoberfläche angewandt worden.

Für die Tektonik im besonderen wird dieses Hilfsmittel seltsamerweise verhältnismäßig wenig benutzt. Aber gerade für die Tektonik liefert es, wie im folgenden zu zeigen versucht werden soll, eine Möglichkeit für besonders anschauliche Darstellung.

---

1) W. SALOMON, Die Bedeutung der Messung und Kartierung von gemeinen Klüften und Harnischen mit besonderer Berücksichtigung des Rheintalgrabens. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, Heft 4, 1911.

2) W. SPITZ, Versuche eines Schemas zur Darstellung von Kluft- und Harnischbeobachtungen. Jahresber. des Oberrhein. Geol. Ver. 1913. Neue Folge, Bd. III, Heft 1, S. 48—57.

3) O. SEITZ, Ueber die Tektonik der Luganer Alpen. Verhandl. d. Naturh.-mediz. Ver. zu Heidelberg. Bd. 13, S. 533, 1917.

4) R. DANNENBERG, Über Verwerfungen. Ber. über die Bergschulen im Bezirke der Königl. Bergwerksdirektion zu Saarbrücken. Saarbrücken 1883.

Zur Ermöglichung sowohl der zeichnerischen Konstruktion als auch des Ablesens der Winkel, unter denen eine Fläche im Raume steht, habe ich für das Diagramm nicht die Form eines Blocks mit ungleichen Kanten, sondern die eines Würfels gewählt. (Fig. 1.) Der Würfel ist so gestellt, daß drei in einer Ecke aufeinander senkrecht stehende Kanten nach vorn gerichtet sind und im Mittelpunkt der Figur zusammenstoßen. Die Ecke A liegt also dem Beschauer von allen Würfelecken am nächsten. Die Würfelecken B, C, D, E, F und G liegen bei dieser symmetrischen Projektion auf einem Kreis. Es ist dies ein parallelperspektivisches Bild des Würfels, bei dem also die gleichgerichteten Kanten untereinander parallel sind, im Gegensatz zum zentralperspektivischen, bei dem parallele Kanten nach einem Fluchtpunkt hin zusammenlaufen. Sämtliche Kanten des Würfels sind bei dieser symmetrischen Stellung auch in der Figur

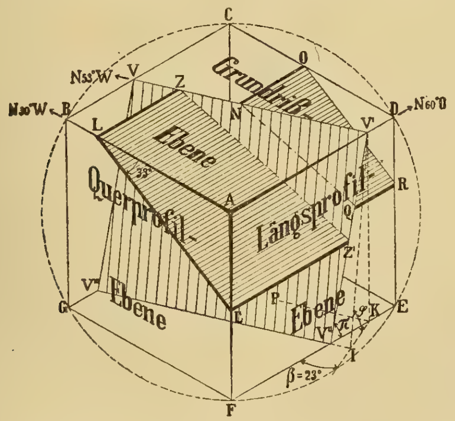


Fig. 1. Konstruktion eines Sprunges im Würfeldiagramm.

untereinander gleich lang. Die obere Würfelfläche bezeichne ich als Grundrißebene, die darunterliegenden als Quer- und Längsprofilebenen. Dann haben Grundriß-, Quer- und Längsprofilfläche in der Zeichnung untereinander den gleichen Flächeninhalt. Keine Fläche ist bevorzugt oder benachteiligt durch abweichende Größe, die bei unsymmetrischer Stellung des Würfels auftreten und stören würde. Es sind alle drei Zeichnungen gleichmäßig perspektivisch verzerrt und kommen also gleichmäßig zur Geltung. Die drei vorderen gleich langen Kanten entsprechen den

drei aufeinander senkrechten, einander gleichwertigen Koordinaten des Raumes. AF bezeichnet die Vertikale. Schreibt man an die Kanten AB und AD noch die Himmelsrichtung, so ist eine Fläche, die man durch den Würfel legt, in bezug auf ihre Lage im Raum eindeutig bestimmt. Die Hilfszeichnung des Würfels hat nun den Zweck, sowohl die Konstruktion einer Störung zu ermöglichen als auch ihre Zeichnung nach Augenmaß zu erleichtern, wobei die Würfelkanten dem Auge einen Anhalt bieten sollen.

Um Winkel und Strecken auf den drei vorderen Würfelflächen in ihrer perspektivischen Projektion getreu eintragen zu können, sind diese drei Flächen netzförmig eingeteilt, wie es Fig. 2 zeigt. Für die Eintragung von Streichen und Fallen einer Fläche, also von Winkeln, sind die Würfelflächen je mit einer Einteilung in viermal 90°

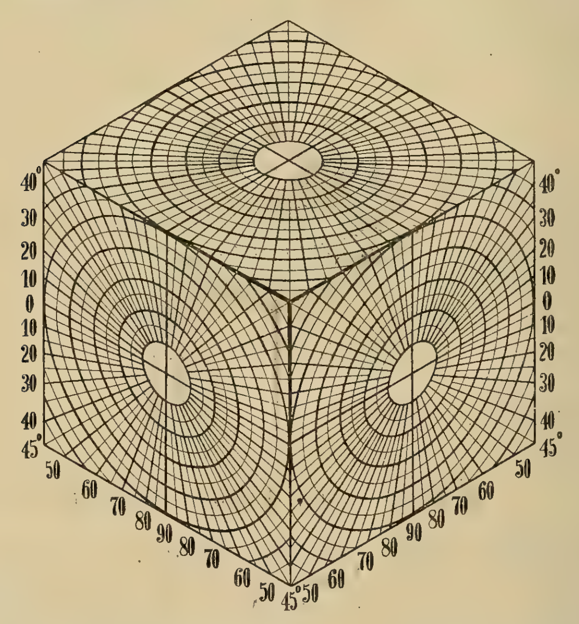


Fig. 2. Würfeldiagramm mit Konstruktionsnetz.

versehen. Die Bezifferung der Gradeinteilung des Grundrisses ist fortgelassen, da sie sich nach dem betreffenden Fall richtet, den man darstellen will, wogegen Quer- und Längsprofil ihre Einteilung immer beibehalten. Für die Eintragung von Strecken sind auf die Würfelflächen konzen-

trische Kreise aufgetragen, die gleiche Abstände voneinander besitzen und sich in der Figur als konzentrische und ähnliche Ellipsen projizieren. Die Anzahl der Kreise ist so gewählt, daß z. B. die im Querprofil mit O bezeichnete Horizontale (und mithin die Würfelkante) in zehn gleiche Teile eingeteilt wird (durch fünf stärker ausgezogene Ellipsen). Jede Strecke in einer der drei Ebenen wird bei einer Drehung in der betreffenden Ebene entweder verkürzt oder verlängert, je nachdem, ob die Strecke sich einer dem kleineren oder größeren Ellipsendurchmesser parallelen Lage nähert. In dieses Schema[5]) (Fig. 2) lassen sich nun die Störungsbilder einzeichnen.

Konstruktion eines Sprunges und seiner Rutschstreifen.

Als Beispiel will ich die Konstruktion eines Sprunges mit Streichen N 53° W und Fallen 78° SW der eine Leitschicht oder ein Flöz mit Streichen N 60° O und Fallen 33° SO verwirft, durchführen. Querprofile werden bekanntlich zweckmäßig möglichst genau senkrecht zum Streichen der Schichten und Längsprofile parallel zu letzteren gelegt. Wählt man z. B. den linken Rhombus des Würfeldiagramms zur Querprofilebene, so muß die auf ihr senkrecht stehende Würfelkante AD (Fig 1) mit der Streichrichtung der Schichten, also mit N 60° O bezeichnet werden, wenn man die Windrose in viermal 90° einteilt. Damit ist die Orientierung des Würfels und die Bezifferung der Gradeinteilung des Grundrisses festgelegt. Die Bezifferung läßt sich am oberen Rand des Diagramms eintragen und richtet sich also nach dem jeweiligen Schichtenstreichen. Um den Sprung im Grundriß einzuzeichnen, hat man nur zu der Richtung N 53° W eine Parallele VV′ in geeigneter Lage zu ziehen. Auf dieser trägt man die gegebene Größe der horizontalen Sprungweite ZN ab, deren perspektivische Verzerrung sich aus der Einteilung des VV′ parallelen Ellipsendurchmessers ergibt. Das Streichen der

---

[5]) S. den Nachtrag!

Will man vorhandene Grundrisse und Profile in ein Würfeldiagramm bringen, so läßt sich das dadurch bewerkstelligen, daß man diese in gleich große Quadrate einteilt. Die Würfelflächen müssen dann in die entsprechende Anzahl voneinander gleichen Rhomben zerlegt werden. Mit Hilfe dieser Netze überträgt man nun die Zeichnungen auf die Würfelflächen. Die Genauigkeit wird um so größer, je engmaschiger das Netz gewählt wird.

Leitschicht ist N 60° O, also müssen die Ausstrichlinien derselben, LZ und NO parallel der Würfelkante AD verlaufen. Damit ist das perspektivische Bild des Grundrisses konstruiert.

Das Querprofil ist dadurch gegeben, daß man durch den Punkt L eine Parallele LL′ zu der Richtung 33° SO in der Querprofilebene legt. In dieser erscheint die Fallinie der Leitschicht.

Das Einfallen des Sprunges im Längsprofil läßt sich nicht ohne weiteres genau einzeichnen, da die Sprungfläche die Längsprofilebene in diesem Fall nicht senkrecht schneidet, sondern schräg zu ihr steht. Es treten daher im Längsprofil nicht der wahre Fallwinkel und die Fallinie des Sprunges auf, sondern ein Winkel von kleinerem Wert, der sog. Profilwinkel.

Den Profilwinkel π, den der Sprung im Längsprofil mit der Horizontalen bildet, findet man rechnerisch nach der Formel:

$$\operatorname{tg} \pi = \cos \beta \cdot \operatorname{tg} \varphi,$$

worin φ den wahren Fallwinkel des Sprunges (in unserem Fall 78°) und β den Winkel bezeichnet, welchen die Fallrichtung KI mit der Würfelkante EF bildet.

Die Ableitung dieser Formel, die z. B. bei Tunnel- und Stollenbauten zur Bestimmung des sogenannten Profilverflächens verwendet wird, sei hier kurz wiedergegeben (Fig. 1).

$$\frac{V'K}{IK} = \operatorname{tg} \varphi$$

$$V'K = IK \cdot \operatorname{tg} \varphi$$

$$\frac{V'K}{V''K} = \operatorname{tg} \pi$$

$$V'K = V''K \cdot \operatorname{tg} \pi$$

folglich ist

$$V''K \cdot \operatorname{tg} \pi = IK \cdot \operatorname{tg} \varphi$$

$$\operatorname{tg} \pi = \frac{IK}{V''K} \cdot \operatorname{tg} \varphi.$$

Im Dreieck IKV″ ist $\frac{IK}{V''K} = \cos \beta;$

$$\operatorname{tg} \pi = \cos \beta \cdot \operatorname{tg} \varphi.$$

PK parallel VV′ (N 53° W) bildet mit der Würfelkante FE (N 60° O) den Winkel PKF von 67°. Da die Fallrichtung KI senkrecht zum Streichen des Sprunges steht,

so muß der Winkel β den Winkel PKF zu 90° ergänzen, also 23° betragen. Setzt man die Werte für φ und β in die Formel ein, so erhält man $\pi = 77°$. Das Einfallen des Sprunges im Längsprofil beträgt also 77° und läßt sich nun als Parallele zu der Richtung 77° SW durch den Punkt V′ in die Längsprofilebene einzeichnen. Damit ist die Lage der Verwerfungsfläche VV′V″V‴ und der Leitschicht im Würfeldiagramm bestimmt, denn die Schnittlinien dieser Flächen mit parallelen Würfelflächen sind natürlich einander parallel. OR ist parallel LL′. Im Längsprofil müssen QR und L′Z′ parallel AD verlaufen. Die Kreuzlinien NQ und ZZ′, die Schnittlinien der Verwerfungsfläche mit den Teilen der Leitschicht ergeben sich dann von selbst und sind einander parallel, wenn keine Drehung der Schollen stattfindet.

Sollen Rutschstreifen dargestellt werden, die in der Fallinie liegen, so muß diese konstruiert werden. Man fällt zu diesem Zweck von V′ auf FE die Senkrechte V′K. In der unteren Würfelebene trägt man in K einen Winkel $\beta = 23°$ an, der den Winkel PKF zu 90° ergänzt, dann ist KI die Fallrichtung und V′I die Fallinie. Die Rutschstreifen müssen dann parallel V′I in die Sprungfläche eingezeichnet werden.

Die Harnischstreifen bilden häufig einen Winkel mit der Fallinie. Wegen der großen Bedeutung der Gleitstreifen für tektonische Untersuchungen sei hier kurz auf ihre stereometrischen Verhältnisse und deren Darstellung eingegangen. Die Lage der Rutschstreifen im Raum wird eindeutig bestimmt durch zwei Faktoren, die Streifenrichtung (V′R in Fig. 3), das ist die Himmelsrichtung, nach welcher der Streifen einfällt, und den Streifenwinkel (σ in Fig. 3), das ist der Winkel, den ein Streifen auf der Gleitfläche mit seiner Projektion auf die horizontale Ebene bildet. Ist die Streifenrichtung gleich dem Kluftstreichen, und ist der Streifenwinkel Null, so liegen die Gleitstreifen horizontal. Ist die Streifenrichtung um 90° gegen das Verwerfungsstreichen gedreht, so liegen die Streifen in der Fallrichtung. Im Felde wird man in seltenen Fällen die Möglichkeit haben, beide Daten an derselben Fläche genau messen zu können. Bei flachliegenden Verwerfungsflächen wird sich immer die Streifenrichtung, bei steilstehenden der Streifenwinkel leichter messen lassen.

Das Würfeldiagramm bietet die Möglichkeit, aus der gemessenen Streifenrichtung den Streifenwinkel auf äußerst

einfache Weise zu konstruieren. Die Streifenrichtung V′R läßt sich wie jede andere Richtung in der Grundrißebene festlegen. Fällt man von R das Lot RW auf die Störungsfläche, d. h. zieht man durch R eine Parallele zu der Würfelkante BG, so erhält man die Streifenlage V′W

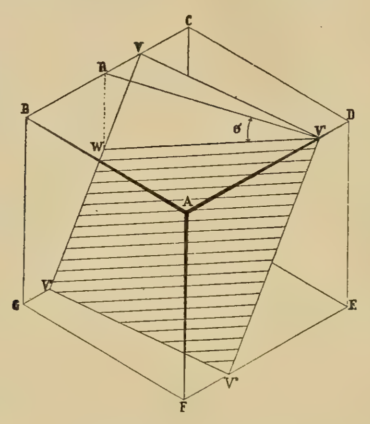


Fig. 3. Darstellung der Rutschstreifen.

auf der Verwerfungsfläche und mithin den Streifenwinkel σ (RV′W), d. h. den Winkel, den die Streifenrichtung mit dem senkrecht unter ihr liegenden Streifen bildet.

Statt Streifenrichtung und Streifenwinkel zu messen, hat es sich nach dem Vorschlag von E. Haarmann als praktischer erwiesen, den Winkel zu messen, den die Streifenlage V′W mit dem Streichen V′V einschließt, der also auf der Verwerfungsfläche liegt (VV′W). Im Diagramm läßt er sich in der Weise eintragen, daß man durch V die Fallinie der Störungsfläche legt, wodurch bei V ein rechter Winkel entsteht, und ihn mit Hilfe seiner Tangensfunktion einzeichnet.

In sehr vielen Fällen wird es indessen überhaupt nicht erforderlich sein, die einzelnen im Felde oder unter Tage gemessenen Daten mit mathematischer Genauigkeit einzutragen. Es wird vielmehr eine Zeichnung nach Augenmaß den gleichen Zweck, nämlich ein anschauliches räumliches Bild hervorzurufen, erfüllen können. Mathematische Genauigkeit ist oft aus dem Grunde nicht erforderlich, weil die bei solchen Messungen oft nicht zu vermeidenden Fehler in viel weiteren Grenzen schwanken, als die bei einer

zeichnerischen Konstruktion vorkommenden Ungenauigkeiten. Hierauf ist schon von R. Dannenberg (a. a. O. S. 6) aufmerksam gemacht worden.

Darstellung von Verwerfungen in geneigten Schichten.

Im folgenden seien einige Beispiele häufiger auftretender Verwerfungen und einige Spezialfälle durch Würfeldiagramme erläutert.

Man unterscheidet von jeher in stereometrischer Hinsicht querschlägige, spießwinklige und streichende Verwerfungen. Diese können rechtsinniges und widersinniges Einfallen aufweisen, und die Verwerfungsfläche kann ein stärkeres Einfallen besitzen als die Lagerstätte, bzw. die Leitschicht, und umgekehrt.

Sprünge.

Fig. 4 zeigt einen Sprung, der genau querschlägig verläuft, d. h. sein Streichen steht rechtwinklig zu dem der Leitschicht. Im Gegensatz zu Fig 1 liegen hier die Falllinie und der wahre Fallwinkel des Sprunges im

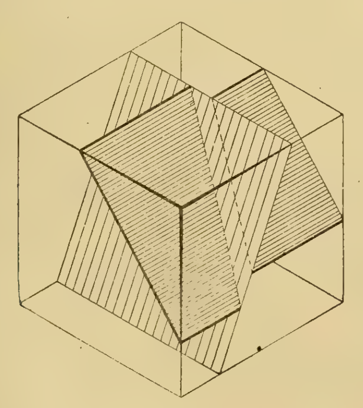


Fig. 4. Querschlägiger Sprung.

Längsprofil. Im Grundriß kommt die seitliche Verstellung der Leitschicht bei vertikalem Absinken des Hangenden, die sogenannte Sprungweite zum Ausdruck. Die Sprungweite ist abhängig von der Sprunghöhe, den Einfallwinkeln des Sprunges und der Leitschicht und dem Winkel, den die Streichlinien beider miteinander bilden. Auch die Größe des Sprungwinkels ist ersichtlich. Als Sprung-

winkel wird der Winkel der Kreuzlinie mit der Streichlinie der Verwerfung im Hangenden der Leitschicht bezeichnet[6]). Ein derartiges Diagramm mag auch zur Veranschaulichung der SCHMIDT-ZIMMERMANN schen Regel für die Ausrichtung der Sprünge dienen. Die Schraffur der Sprungfläche stellt die Rutschstreifen, d. h. also die Bewegungsrichtung dar[7]).

Die Bewegungsrichtung stimmt bei Fig. 4 wie bei den meisten hier wiedergegebenen Beispielen mit der Fallrichtung überein.

Die Größe und Richtung der Bewegungsbahn ist gegeben durch die in der Fallinie liegende Strecke, welche durch die beiden Kreuzlinien begrenzt ist. Längs dieser Bahn soll sich der abgleitende vordere Flügel bewegt haben. Seine dargestellte Lage kann er jedoch auch auf andere Weise als durch senkrechtes Abrutschen erhalten[8]). Be-

---

[6]) Die praktische Bedeutung des Sprungwinkels für die Ausrichtung von Störungen ist von E. SCHAPER in einem vom rein stereometrischen Standpunkt geschriebenen mit zahlreichen Zeichnungen ausgestatteten Büchlein behandelt worden: Anleitung zum Erkennen und Ausrichten der Sprünge und Wechsel im Steinkohlengebirge. Gelsenkirchen, Verlag von CARL BERTENBURG 1900.

[7]) Dabei muß betont werden, daß Rutschstreifen in der Natur an allen Verwerfungsarten vorkommen können und für gewöhnlich auch vorhanden sind, also auch an Sprüngen, an Dehnungsstörungen. Rutschstreifen sind keineswegs auf Druckstörungen beschränkt, wie JOHANNES WALTHER annimmt, der aus dem Auftreten von Gleitstreifen auf Pressungsstörungen schließt. (Über tektonische Druckspalten und Zugspalten. Diese Zeitschr. 1914, Bd. **66,** Monatsber. S. *291*: „Endlich aber sehen wir auf den meisten Verwerfungsspalten so häufige und deutliche Harnische und Rutschstreifen, daß wir mit Sicherheit nach ihnen einen auf die Spaltenfläche wirkenden seitlichen Druck annehmen müssen".) Der Druck der abgleitenden hangenden Scholle allein auf die liegende genügt vollkommen, um solche Streifen und Rillen zu erzeugen. In den folgenden Darstellungen sind in jedem Falle Rutschstreifen abgebildet worden.

[8]) B. STOČES, Wann kann die Bewegungsbahn bei den Verwerfungen angegeben werden? Berg- u. hüttenmänn. Jahrb. 1918, Bd. 66, S. 181. STOČES gibt hier eine sehr einfache und übersichtliche zeichnerische Konstruktion, mit Hilfe deren beispielsweise bei Verwerfungen in Sätteln und Mulden die Bewegungsbahn auch ohne Kenntnis der Rutschstreifen ermittelt werden kann. Diese Konstruktion kann für den Geologen wichtig werden, wenn weder Aufschlüsse unter Tage vorhanden, noch Rutschstreifen über Tage an der Verwerfung zu beobachten sind. Bei ebenen geneigten Schichten läßt sich ohne Kenntnis der Rutschstreifen die Bewegungsbahn nicht feststellen.

trachtet man (Fig. 5) einen bestimmten Punkt P der Kreuzlinie KK′ des stehengebliebenen Flözteils, so muß diesem Punkt ein anderer auf der zweiten Kreuzlinie (oder Scharungslinie) kk′ entsprechen. Sind keine Rutschstreifen vorhanden, so kann nicht ohne weiteres angegeben werden, wie

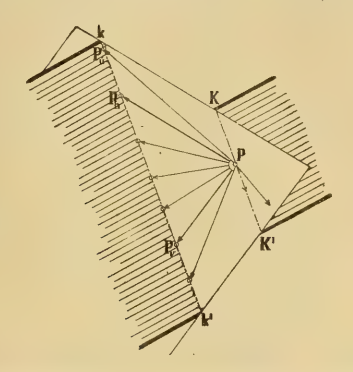


Fig. 5. Bewegungsbahnen auf einer Verwerfungsfläche.

die Bewegungsbahn verläuft, und welche Größe sie besitzt. Es kann sich z. B. auch durch eine h o r i z o n t a l e V e r s c h i e b u n g (PP_h) die gleiche Verstellung der Schollen gegeneinander ergeben, wie bei vertikalem Absinken (PP_v). Aus diesem Grunde werden Horizontalverschiebungen vielfach nicht als solche erkannt, sondern als einfache Sprünge angesehen. Durch schräges Abgleiten in einer der angegebenen Pfeilrichtungen entsteht ein sog. s c h r ä g e r S p r u n g[9]). Alle diese Bewegungsbahnen haben nicht nur verschiedene Richtung, sondern auch verschiedene Länge. Durch verschieden gerichtete und verschieden lange Bewegungsbahnen kann also das gleiche Endbild entstehen. Dieses kann sogar eine s c h r ä g e Ü b e r s c h i e b u n g darstellen, falls die aufwärts gerichtete Bewegungsbahn flacher einfällt als die Kreuzlinie ($PP_ü$). Verläuft die Bewegungsrichtung der Kreuzlinie parallel, d. h. liegt sie in der Ebene der Leitschicht, so tritt überhaupt keine Verstellung der letzteren ein. Die Teile der Leitschicht sind lediglich im Fallen gegeneinander verschoben. Fällt die abwärts gerichtete Bewegungsbahn f l a c h e r ein als die Kreuzlinie, so erscheint im Grundriß wie im Längsprofil das gewöhnliche Bild einer Überschiebung, obgleich ein schräger Sprung

---

[9]) H. v. Höfer, Die Verwerfungen. Braunschweig 1917.

vorliegt. Sind Einfallen der Leitschicht und der Bewegungsrichtung gleichsinnig, so sucht die horizontale Bewegungskomponente die Leitschicht in entgegengesetzter Richtung zu verstellen wie die vertikale.

Unter den Sprüngen lassen sich verschiedene Formen unterscheiden. Bei einem Sprung, bei dem die Sprungfläche saiger steht (Saigersprung) läßt es sich nicht ohne weiteres feststellen, ob die eine Scholle gesunken, oder aber die andere gehoben worden ist. Auch eine Seitenverschiebung oder Horizontalverschiebung kann vorliegen. In diesem Fall müßten die Harnischstreifen horizontal verlaufen.

In Fig. 6 ist ein Liegendsprung (Bornhardt) abgebildet. Die mittlere Scholle ist beim Absinken in das

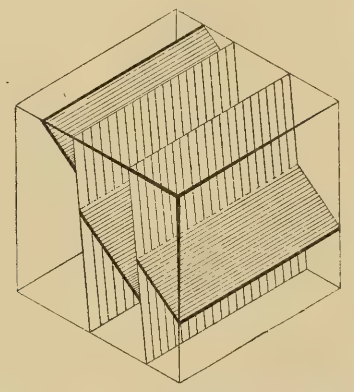


Fig. 6. Streichender Liegendsprung.

Liegende einer stehengebliebenen Scholle geraten. Man erhält hier das Bild einer Über- bzw. Unterschiebung. Daß man es nicht mit einer Überschiebung zu tun hat, ergibt sich aus der Beschaffenheit der Störungskluft. Den Liegendsprung als Unterschiebung zu bezeichnen, erscheint deswegen als nicht zweckmäßig, weil man dann versucht sein könnte, in der Verwerfung eine Pressungsstörung zu sehen, während man es beim Liegendsprung wie bei jedem Sprung mit einer Dehnungsstörung zu tun hat. Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß bei schrägem Absinken der Liegendscholle die Störung als schräger Liegendsprung[10]) bezeichnet werden kann.

[10]) H. v. Höfer, Die Verwerfungen.

Hat das Fallen des Sprunges den entgegengesetzten Sinn wie das Fallen der Schichten, so tritt das Bild eines widersinnigen oder abfallenden Sprunges auf (Fig. 7). Verlaufen Kluft- und Lagerstättenstreichen miteinander parallel, so ergibt sich die Unterscheidung von recht-

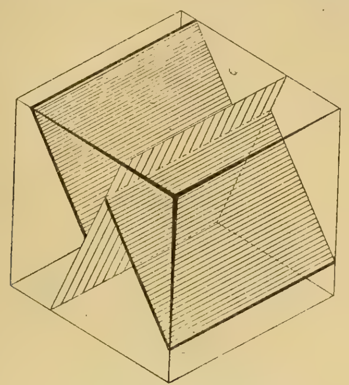


Fig. 7. Streichender widersinniger Sprung.

sinnigem und widersinnigem Einfallen von selbst. Ist jedoch das Streichen verschieden, d. h. verläuft die Störung spießwinklig, so ist das Fallen rechtsinnig, wenn die Fallrichtungen innerhalb derselben Quadranten nach ein- und derselben Seite sich in die Tiefe erstrecken, widersinnig dagegen, wenn sie nach verschiedenen Seiten gerichtet sind[11]). Bei querschlägigem Verlauf hört der Unterschied zwischen rechtsinnigem und widersinnigem Einfallen auf.

In Fig. 8 sind Grundriß und Profil einer Verwerfung abgebildet, die nach dem Profil als Sprung angesehen werden

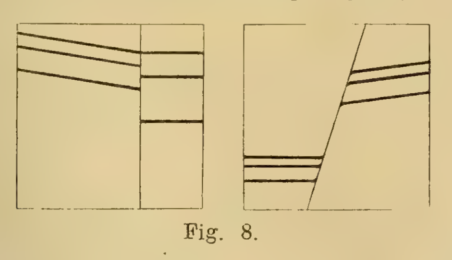


Fig. 8.

das Streichen und also auch die Fallrichtung der Schichten kann. Im Grundriß ist zu erkennen, daß durch den Sprung

[11]) R. Dannenberg, Über Verwerfungen.

geändert worden ist, wie dies auch das Profil und der verschiedene Abstand der Schichten beiderseits des Sprunges im Grundriß und im Profil zeigt. Das Abgleiten an der Verwerfung kann also nicht als Parallelverschiebung der Schollen vor sich gegangen sein, sondern mit dem Absinken muß eine drehende Bewegung verbunden gewesen sein.

Das folgende Bild (Fig. 9) zeigt nun die Lagerungsverhältnisse von Fig. 8 im Würfeldiagramm dargestellt. Dieses liefert das räumliche Bild eines Drehverwurfs[12], in diesem Falle eines Drehsprungs, bei dem nur die

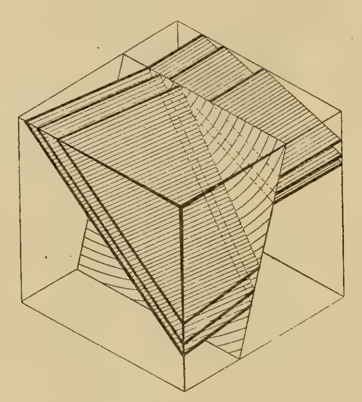


Fig. 9. Drehsprung.

Wirkung der drehenden Bewegung ohne vertikales Absinken dargestellt ist. In diesem Fall beschreiben die Rutschstreifen Kreisbögen um den im Grundriß liegenden Drehungspunkt. Die Kreuzlinien verlaufen nicht mehr einander parallel, sondern konvergieren und schließen miteinander den größten Winkel ein, um welchen die Schollen gegeneinander gedreht sind. Der Winkel, um den die Schollen in horizontaler Richtung gegeneinander verschoben sind, läßt sich zeichnerisch im Würfeldiagramm leicht konstruieren.

Denkt man sich den Schichtenkomplex und die Verwerfung mit den Kreuzlinien nach oben hin fortgesetzt, so geht der Sprung in eine Überschiebung über und man erhält einen sog. zweiseitigen Drehverwurf (Höfer).

---

[12]) H. v. Höfer, Die Verwerfungen.

Als Beweis einer stattgehabten Drehbewegung gibt HÖFER zwei Merkmale an: „1. Die Divergenz des Streichens und Verflächens einer Leitschicht beiderseits des Verwerfers und 2. die Konvergenz der Kreuzlinien im Verwerfer.“ Verschiedenes Einfallen der Schichten zu beiden Seiten einer Störung, wie es im Ruhrgebiet häufig zu beobachten ist, läßt zuweilen eine Drehung der betreffenden Schollen erkennen.

Sprungkreuzungen.

Ein etwas komplizierteres Bild zeigt sich bei der Durchkreuzung mehrerer Sprünge. Von den hierbei entstehenden nicht immer leicht vorstellbaren Lagerungsverhältnissen läßt sich durch stereographische Darstellung ein klares Bild gewinnen. Zu dem in Fig. 4 wiedergegebenen querschlägigen Sprung ist in Fig 10 ein zweiter, nach der entgegengesetzten Seite hin einfallender

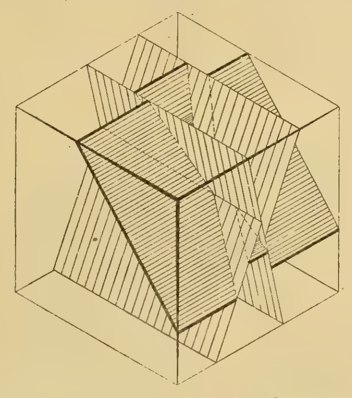


Fig. 10. Kreuzung zweier querschlägiger Sprünge.

hinzugekommen. Dadurch ist der erste, ältere Sprung mitverworfen. Im Grundriß ist durch die Kreuzung der beiden Sprünge das Bild eines Grabens entstanden. Die Bildung von Sprungkreuzungen ist von H. CLOOS[13]) genauer beschrieben worden. „Sprungkreuzungen entstehen, wenn anstoßende Schollen sich abwechselnd senken bzw. heben. Setzt die zweite Verwerfung über der ersten an, so entsteht ein Horst, setzt sie unterhalb an, ein Graben; was man zu sehen bekommt, mag oft nur von der Aufschlußtiefe ab-

[13]) H. CLOOS, Zur Entstehung schmaler Störungszonen. Geol. Rundschau, Bd. VII, Heft 1—2, 1916.

hängen." Eine Mittelstellung zwischen Horst und Graben nimmt die Sprungkreuzung ein. Man kann die Sprungkreuzung mit Cloos als „allgemeinen Fall für Horst und Graben" bezeichnen. Je nachdem man ein Niveau betrachtet, das über oder unter den (in unserem Fall horizontalen) Schnittlinien der beiden Sprungflächen liegt, sieht man einen Graben oder einen Horst. In einem Niveau zwischen diesen beiden Schnittlinien werden nebeneinander Horst und Graben angetroffen. Die beiden Sprünge streichen in diesem Fall parallel; das Bild kompliziert sich noch weiter, wenn zwei sich auch im Grundriß durchschneidende Sprünge dargestellt werden.

Überschiebungen.

Bei einer querschlägigen Überschiebung, bei der also die hangende Scholle über die liegende in der Fallrichtung hinaufgeschoben wurde, entstehen im Grundriß und Längsprofil die entgegengesetzten Verstellungen der Leitschicht wie bei einem querschlägigen Sprung (Fig. 11). Im Grundriß erscheint die horizontale Querverschiebung,

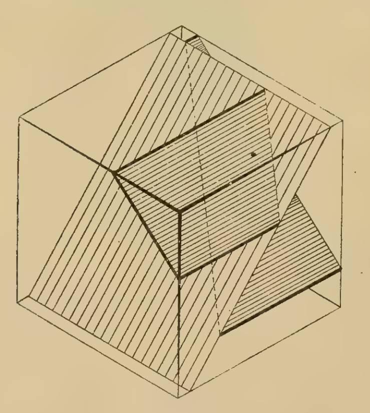


Fig. 11. Querschlägige Überschiebung.

im Querprofil die flache Schubhöhe, aus der sich die saigere Schubhöhe konstruieren läßt. Die Überschiebung ist „deckend". Deckung erfolgt, wenn die Überschiebung steiler einfällt als die Schichten. Die Deckung wird besonders groß, wenn sich das Einfallen des Wechsels dem der Schichten nähert. Fällt die Überschiebung flacher ein, so kommt es im Gegenteil zu einer Trennung und Auseinanderziehung der Schichten (s. Fig. 14 b).

Querschlägige Überschiebungen sind selten. Hauptsächlich findet man streichende und spießwinklige Überschiebungen (Fig. 12). Bei spießwinkligen Überschiebungen, die steiler einfallen als die Schichten, macht sich auch im Grundriß eine Verdoppelung der verworfenen Schichten bemerkbar. Je spießwinkliger der Wechsel die

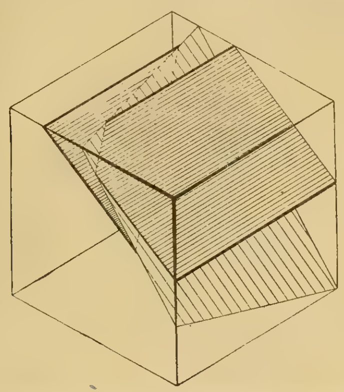


Fig. 12. Spießwinklige deckende Überschiebung.

Schichten in der Horizontalen durchsetzt, um so größer ist die seitliche Verstellung im Grundriß. Die flache Schubhöhe liegt in diesem Fall nicht genau im Querprofil, sondern in der Vertikalebene, die durch die Fallinie der Verwerfungsfläche geht. Ebenso wie bei Sprüngen kann auch bei Überschiebungen die Bewegung schräg zur Fallrichtung vor sich gegangen sein, was aus der Richtung der Rutschstreifen zu erkennen ist. Für schräge Überschiebungen gilt entsprechend das für schräge Sprünge (S. 00) Gesagte. Durch Überschiebungen kann ein Bild entstehen, das einem häufigen Sprungbilde gleichkommt.

Kreuzung von Überschiebungen.

In Fig. 13 ist eine Durchkreuzung zweier querschlägiger Überschiebungen dargestellt. Zu dem in Fig. 11 gezeichneten Querwechsel ist noch ein zweiter, nach der entgegengesetzten Seite hin einfallender, hinzugekommen. Im Grundriß und Querprofil entstehen die entgegengesetzten Bilder wie bei der Durchkreuzung zweier Sprünge (Fig. 10). E. Haarmann[14]) hat nachgewiesen, daß

[14]) E. Haarmann, Über Stauung und Zerrung durch einmalige und wiederholte Störungen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1920, Bd. 72, Abhandl. S. 227.

nicht nur bei Sprungkreuzungen (für die Cloos es gezeigt hat), sondern auch bei Kreuzungen von Kompressionsstörungen (Überschiebungen) je nach der Lage des Horizontalschnittes Gräben oder Horste oder beide unmittelbar nebeneinander entstehen können. In Fig. 13 zeigt der Grundriß einen Horst, der bei flacherer Lagerung der Schichten noch deutlicher in die Erscheinung treten würde.

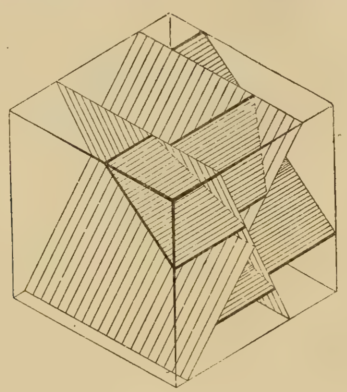


Fig. 13. Überschiebungskreuzung.

Sprünge und Überschiebungen mit gleichem Grundriß.

Wie notwendig eine stereographische Darstellung für die richtige Erkennung der Verwerfungsart werden kann, sollen die folgenden Figuren 14 und 15 erläutern. In Fig. 14 sind zwei verschiedene Verwerfungen konstruiert, welche

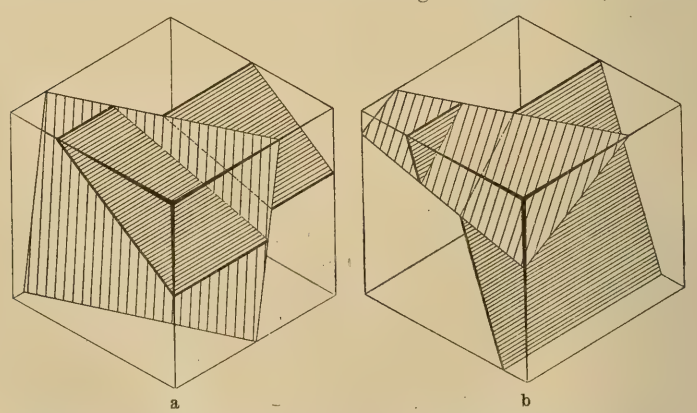


Fig. 14. Sprung und Überschiebung mit gleichem Grundriß.

den gleichen Grundriß zeigen. Nicht nur das Streichen der Verwerfung und der Leitschicht in Fig. 14 a ist gleich dem in 14 b, sondern auch die entsprechenden Fallrichtungen stimmen überein. Trotzdem sind die Charaktere der beiden Störungen voneinander völlig andersartig. Die erste ist ein Sprung, also eine Dehnungsverwerfung, die zweite eine Überschiebung, eine Preßungsstörung; es liegen also zwei Dislokationen vor, die ihrer Entstehung nach grundverschieden sind. Würden nun einem Geologen zur Beurteilung dieser beiden Verwerfungen nur die Grundrißbilder zur Verfügung stehen, was bei Oberflächenkartierungen häufig der Fall ist, so wäre er nicht ohne weiteres in der Lage, anzugeben, ob ein Sprung oder eine Überschiebung vorliegt. Daß diese beiden Verwerfungen, durch entgegengesetzt gerichtete Bewegungen parallel der Fallinie des Verwerfers entstanden, das gleiche Grundrißbild zeigen, erklärt sich aus dem verschiedenen Verhältnis des Einfallens der Störung zu dem Einfallen der Leitschicht. Der Sprung in Fig. 14 a fällt steiler, die Überschiebung in 14 b flacher ein als die Schichten. Den Einfallzeichen in den Grundrissen müssen also die Fallwinkel sowohl der Verwerfung als auch der Schichten beigegeben werden, um die Erkennung eines Sprungs oder einer Überschiebung zu ermöglichen. Aber auch dann noch wird die Beurteilung schwierig sein. Eine klare, sichere Vorstellung erhält man erst dann, wenn man diese Verhältnisse räumlich darstellt. Fig. 14 a stellt eine in der Natur sehr häufig vorkommende Verwerfung dar, während eine Überschiebung wie in Fig. 14b nicht so häufig, aber doch auch verschiedentlich beobachtet werden kann. Bei Außerachtlassung der Größe der Fallwinkel würde man daher zunächst geneigt sein, auch den Grundriß in Fig. 14 b einem Sprung zuzuschreiben. Dic umgekehrten Verhältnisse sind in Fig. 15 a und b wiedergegeben, wo gleichfalls zwei verschieden geartete Verwerfungen mit gleichem Grundriß dargestellt sind. Die Überschiebung in 15 a fällt steiler, der Sprung in 15 b flacher ein als die Leitschicht. Die spießwinklige Überschiebung ist die von beiden häufiger zu beobachtende Verwerfung. Deswegen könnte man bei flüchtiger Beurteilung des Grundrisses in Fig. 15 b leicht zu dem falschen Schluß kommen, eine Überschiebung vor sich zu haben. In allen Fällen ist angenommen, daß die Bewegung längs der Falllinie der Verwerfung stattgefunden hat. Wie bereits (S. 00)

erwähnt, sind die durch eine Verwerfung entstehenden Grundrisse und Profile auch abhängig von der Richtung und Länge der Bewegungsbahn. Diese muß also gleichfalls in dem stereographischen Bild enthalten sein. Erst aus der Richtung der Bewegungsbahn auf der Verwerfungsfläche wird man dann erkennen können, welcher Art die vorliegende Dislokation ist. Zum Beispiel kann Fig. 14 b auch durch eine Horizontalverschiebung oder sogar durch einen schrägen Sprung entstehen; desgleichen läßt sich Fig. 14 a als durch schräge Ueberschiebung entstanden erklären. Hierüber muß die Bewegungsbahn, die meist mit Hilfe der Rutschstreifen gefunden wird, Aufschluß geben.

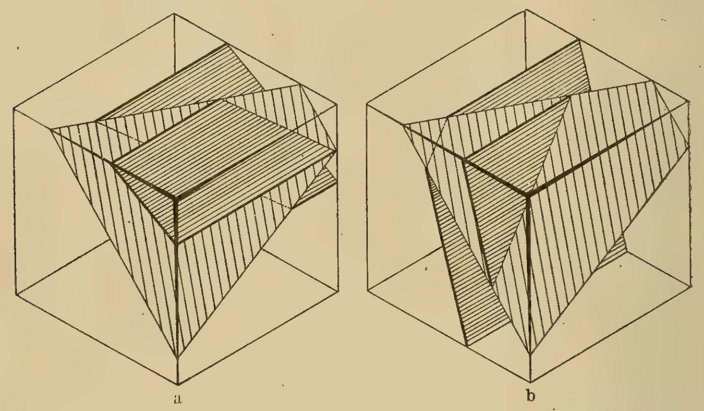


Fig. 15. Überschiebung und Sprung mit gleichem Grundriß.

Beispiel einer Verwerfungskreuzung.

In Fig. 16 links ist ein aus der Natur genommenes Beispiel einer Kombination zweier Dislokationen dargestellt. Dieses Profil fand sich in einem Steinbruch der oberen

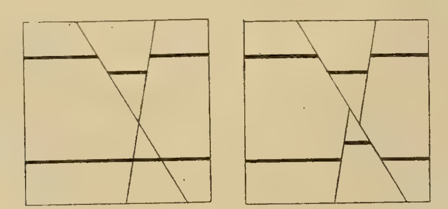


Fig. 16. Verwerfungskreuzungen.

Trias von Dürnberg bei Hallein. Auf die Eigenart dieses Profils, das im ersten Augenblick schwer erklärlich scheint,

wurde von J. F. Pompeckj aufmerksam gemacht. Eine Sprungkreuzung in der Art, wie sie in Fig. 10 abgebildet worden ist, kann nicht vorliegen, da nicht die entsprechenden Verschiebungen der Leitschicht vorhanden sind. Zum Vergleich ist das Profil einer Sprungkreuzung danebengestellt. Hier ist erstens ein Sprung mitverworfen und zweitens auch die untere Leitschicht verschoben. Dagegen kreuzen sich die Verwerfungen im Profil links ohne gegenseitige Verschiebung und ferner ist die Lage der unteren Leitschicht durch die Klüfte unverändert geblieben.

Eine mögliche Erklärung dieses Profils (nach Pompeckj) soll Fig. 17 bieten. Nur die obere keilförmige Scholle hat sich, wie die Gleitstreifen anzeigen sollen, längs

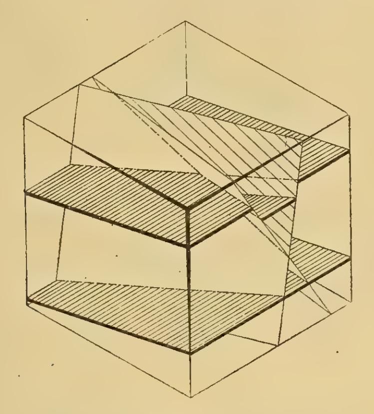


Fig. 17.

der Kluftflächen nach vorn abwärts bewegt. Die übrige von den Klüften durchsetzte Schichtenmasse ist stehengeblieben. Dieser Bewegungsvorgang, dessen Ursache eine verschiedenartige gewesen sein kann, ist durchaus leicht vorstellbar und erklärt das beobachtete Profil vollkommen.

Horizontalverschiebungen.

In Fig. 18 ist eine Horizontalverschiebung wiedergegeben. Der Grundriß ist der einer Überschiebung. Würde die Störungsfläche nach der entgegengesetzten Seite einfallen, so würde der Grundriß einen Sprung zeigen.

Gänge.

Sind Klüfte und Verwerfungsspalten durch Ausfüllung mit Mineralien oder Erzen in Gänge umgewandelt, so ist

die Gestalt eines solchen Erzkörpers außer von der Form und Weite der Kluft auch von der Beschaffenheit des Nebengesteins abhängig, das ja bekanntlich ein wichtiger Faktor für die Ausfällung von Mineralien in Gangklüften ist. Sind nun die vom Gang durchsetzten Schichten geneigt, so wird die Gangmasse auf der Störungsfläche sich nicht gleichmäßig in die Tiefe erstrecken, sondern schräg zur

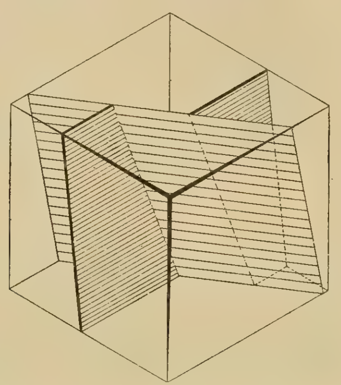


Fig. 18. Horizontalverschiebung.

Fallinie, und zwar parallel den Kreuzlinien zwischen Verwerfungsfläche und den Schichtflächen des Nebengesteins. Man bezeichnet dieses Verhalten als das „Einschieben der Gänge". In Fig. 19 a—d sind die Stereogramme

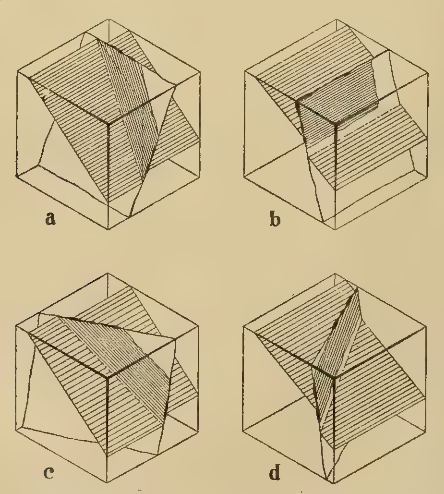


Fig. 19. Einschieben von Gängen.
(Nach Skizzen von W. Bornhardt.)

für das Einschieben der Siegerländer Gänge nach den Skizzen von W. Bornhardt[15]) wiedergegeben worden. Die Schichten besitzen hier hauptsächlich SW—NO-Streichen und fallen nach SO ein. Je nachdem, wie die Kluft die Schichten streichend schneidet und einfällt, ergibt sich die Himmelsrichtung, in welcher der Gang „einschiebt". In Fig. 19 a ist die Richtung des Einschiebens, d. h. der Kreuzlinie, auf den Grundriß projiziert. Bei Fig. 19 b ist das Einschieben horizontal, da die Kreuzlinie horizontal verläuft, in Fig. 19 c schiebt der Gang nach SO, in Fig. 19 d nach SSW ein.

Darstellung von Verwerfungen in Sätteln und Mulden.

Verwerfungen in horizontalen Falten.

In gleicher Weise wie in ebenen geneigten Schichten lassen sich auch Verwerfungen in gefalteten Schichten in Sätteln und Mulden stereographisch im Würfeldiagramm darstellen.

Den Blockdiagrammen gegenüber, in denen diese Verhältnisse zum Teil schon dargestellt worden sind[16]), haben diese Bilder die Eigenschaft, daß in ihnen die Kreuzlinien und überhaupt die Verwerfungs- und Schichtflächen innerhalb des Blocks zum Ausdruck kommen. Fig. 20 gibt

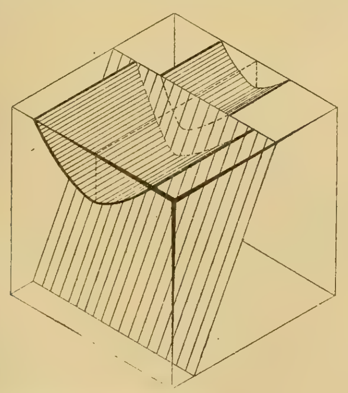


Fig. 20. Querschlägiger Sprung durch eine gleichschenklige Mulde.

---

[15]) W. Bornhardt, Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung. Archiv f. Lagerstättenforschung, Heft 2, 1910, Teil I, S. 44, Fig. 8.

[16]) E. Kayser, Lehrbuch der Geologie, Teil I, 5. Aufl., S. 243 und 244 und 6. Aufl., S. 268, und Chamberlain-Salisbury, Geology. Processes a. their results. London. Second Edition 1908, S. 522.

die Lagerungsverhältnisse wieder, die beim Durchsetzen eines querschlägigen Sprunges durch eine gleichschenklige Mulde entstehen. Da die Mulde gleichschenklig, d. h. symmetrisch gebaut ist, so ist auch die seitliche Verstellung der beiden Muldenflügel im Grundriß symmetrisch. Die Muldenflügel haben sich von der Muldenachse[17]) nach beiden Seiten hin gleichweit voneinander entfernt. Die Verschiebung der Muldenschenkel im Grundriß hängt ebenfalls, wie die Verstellung in ebenen geneigten Schichten, von der Sprunghöhe ab, ferner von den Fallwinkeln des Sprunges und der Muldenflügel und dem Winkel, den die Streichlinien der Verwerfung und der Mulde miteinander bilden. Die Muldenachse hat bei vertikalem Absinken ihre Lage im Grundriß nicht verändert. Würde der Sprung spießwinklig verlaufen (stumpfer Sprungwinkel), so würde auch bei vertikalem Abgleiten die Muldenachse seitlich verschoben werden. Also auch bei gleichem Einfallen der Muldenschenkel, d. h. bei vertikal stehender Achsenebene, kann (bei einem spießwinkligen Sprung) ein Verspringen der Muldenachse auftreten, denn die Achsenebene verhält sich bei dem Verwurf wie eine Schicht und muß infolgedessen bei einem Saigerverwurf an einer Sprungfläche mit stumpfem Sprungwinkel wie jede Schicht eine seitliche Verstellung im Grundriß erfahren.

Durchschneidet ein querschlägiger Sprung einen Sattel (Fig. 21), so rücken in der abgesunkenen Scholle die Ausstrichlinien näher zusammen, bis sie zu einer Linie, der Sattelachse, zusammenfallen. Geht das Absinken noch weiter, so erreicht die dargestellte Leitschicht das Grundrißniveau nicht mehr, würde also in dem betreffenden Grundriß nicht mehr auftreten. Aus dem Querprofil ist dann zu ersehen, in welcher Tiefe sich die Leitschicht im abgesunkenen Teil befindet.

In Fig. 22 ist dieser Sprung durch einen zweiten, nach der entgegengesetzten Richtung einfallenden, um einen geringen Betrag verworfen worden. Am meisten abgesunken ist der unmittelbar unter dem Grundrißniveau zwischen den beiden Sprüngen liegende Teil des Sattels. Er ist durch

[17]) Unter Faltenachse (Sattelachse, Muldenachse) verstehe ich mit E. Haarmann die Linie, welche an der Biegung einer gefalteten Schicht entlang laufend gedacht wird. E. Haarmann, Zur Terminologie der Falten und Flexuren. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1922. Monatsber. 3/4, S. 121.

den ersten Sprung nach vorn abwärts, dann durch den zweiten Sprung nach hinten abwärts bewegt worden. Die geringe Sprunghöhe reicht schon aus, um die Leitschicht an dieser Stelle nicht mehr im Grundriß erscheinen zu

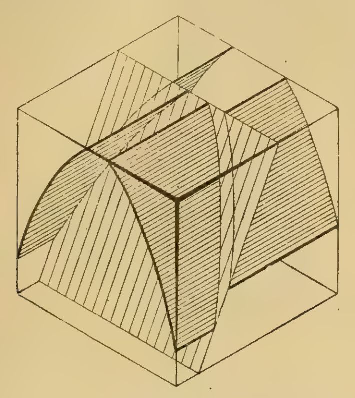


Fig. 21. Querschlägiger Sprung durch einen gleichschenkligen Sattel.

lassen. Der Grundriß läßt einen querschlägigen Graben in dem Sattel erkennen. Der zwischen und unter den beiden Sprüngen sitzende Teil des Sattels ist in seiner ursprüng-

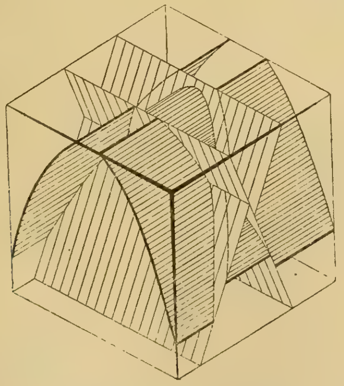


Fig. 22. Kreuzung zweier querschlägiger Sprünge in einem gleichschenkligen Sattel.

lichen Lage geblieben, da er durch keine von beiden Verwerfungen bewegt worden ist. Ein Horizontalschnitt in diesem Niveau gelegt, würde einen querschlägigen Horst in

dem Sattel aufweisen. Da ein gleichschenkliger Sattel vorliegt, ist die Verstellung der Leitschicht im Grundriß eines jeden Niveaus symmetrisch.

Die Verstellung wird unsymmetrisch, d. h. ungleich groß, wenn die Verwerfung einen ungleichschenkligen Sattel oder eine solche Mulde durchschneidet. (Fig. 23.) Je steiler die Mulden- bzw. Sattelflügel stehen, desto geringer, und je flacher, desto größer ist die seitliche Verschiebung bei

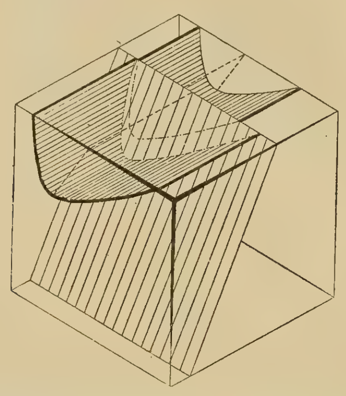


Fig. 23. Querschlägiger Sprung durch eine schiefe Mulde.

gleichem Saigerverwurf. Jedoch ist aus dem Grundriß nicht ohne weiteres zu ersehen, ob man es mit einer symmetrischen oder unsymmetrischen Mulde zu tun hat, da auch durch schräges Absinken oder durch Drehung der hangenden Scholle ein gleiches Verspringen der Muldenschenkel stattfindet. Die Kreuzlinien verlaufen bei einer schiefen Mulde nicht mehr überall im gleichen Abstand voneinander, sondern sind an dem steiler einfallenden Flügel einander mehr genähert, als an dem flacher einfallenden. Die Achsenebene und mithin die Muldenachse ist beim Saigerverwurf seitlich verschoben.

Die Verschiebung der Muldenachse wird noch größer, wenn der Sprung in der in Fig. 24 gezeichneten Weise spießwinklig durch die schiefe Mulde setzt. Bei spießwinkliger Lage des Sprunges wird die seitliche Verstellung der Muldenflügel noch unsymmetrischer. Ist die Richtung des vertikalen Abgleitens dem flacher einfallenden Flügel zugekehrt, so wird die ohnehin schon größere seitliche Verschiebung des flachen Flügels noch größer, während das Verspringen des steileren Flügels geringer wird. Ist

das Abgleiten gegen den steileren Flügel gerichtet, so ist die Veränderung umgekehrt wie im ersten Fall. Es wird dann die Verstellung der steileren Partie etwas größer und die der flacheren etwas geringer als bei vertikalem Absinken an einem genau querschlägigen Sprung.

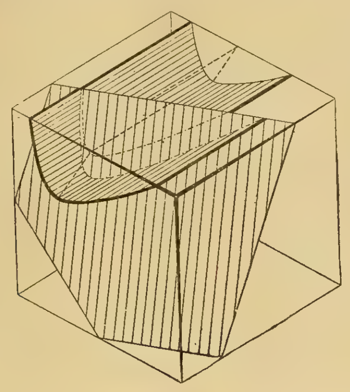


Fig. 24. Spießwinkliger Sprung durch eine schiefe Mulde.

Ist in ebenen geneigten Schichten eine Horizontalverschiebung ohne Kenntnis der Rutschstreifen aus dem Grundriß nicht festzustellen, so läßt sie sich in gefalteten Schichten aus diesem sofort erkennen. In Fig. 25

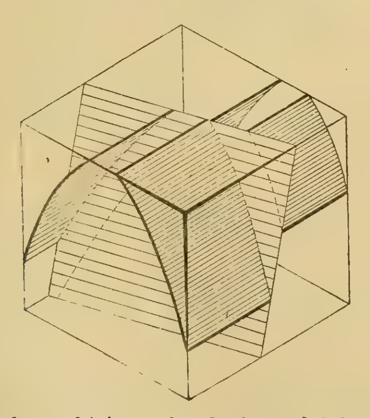


Fig. 25. Horizontalverschiebung durch einen gleichschenkligen Sattel.

ist eine spießwinklige Horizontalverschiebung durch einen gleichschenkligen Sattel gezeichnet. Die Entfernung der beiden Sattel- bzw. Muldenflügel voneinander muß bei einer

reinen Horizontalverschiebung im Grundriß unmittelbar an der Verwerfung beiderseits derselben die gleiche sein. Es ist also aus dem Grundriß ohne Kenntnis der horizontalen Rutschstreifen zu ersehen, daß es sich um eine reine seitliche Verschiebung handelt, bei der der Sattel im gleichen Niveau geblieben ist. Die Sattelachse ist um die volle Schublänge mit verschoben.

Verwerfungen in geneigtachsigen Sätteln und Mulden.

Bisher sind Sättel und Mulden betrachtet worden, bei denen die Achse horizontal lag. In den Figuren 26 bis 29 ist die Sattel- bzw. Muldenachse geneigt; sie ist aus der horizontalen Lage herausgekippt worden. Diese Formen bezeichnet HAARMANN[18]) treffend als geneigtachsige Sättel und Mulden. Einen solchen geneigtachsigen Sattel zeigt Fig. 26. Hierbei ist ganz besonders beachtenswert, daß sich beim Einsenken des Sattels das Streichen

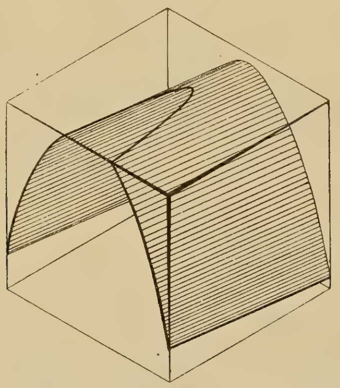


Fig. 26. Gleichschenkliger geneigtachsiger Sattel.

in den beiden Sattelflügeln ändert, was im Grundriß naturgemäß zum Ausdruck kommt. In der Richtung des Einsenkens oder der Neigung konvergieren die Streichlinien, um sich an der Stelle, wo die oberste Sattelachse die Grundrißebene schneidet, wo also der Sattel unter das Grundrißniveau völlig untertaucht, durch umlaufendes Streichen (Sattel- bzw. Muldenwendung) zu vereinigen. In umgekehrter Weise ändert sich das Streichen

[18]) E. HAARMANN, Zur Terminologie usw.

der Muldenflügel bei einer geneigtachsigen Mulde. Die Streichlinien divergieren in der Richtung der Neigung. (Fig. 27.) Die Stärke des Konvergierens bzw. Divergierens richtet sich natürlich nach der Größe des Neigungswinkels.

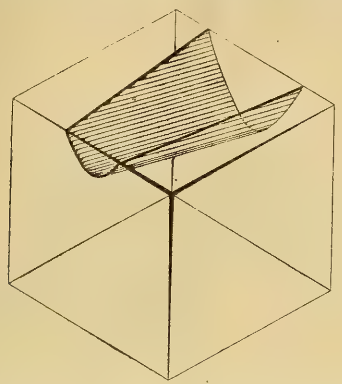


Fig. 27. Gleichschenklige geneigtachsige Mulde.

Fällt die Mulden- oder Sattelachse sehr flach ein, so weichen auch die Streichrichtungen nicht sehr voneinander ab und umgekehrt. Je nachdem wie stark also die Falten in ihrer Längsrichtung geneigt sind, können beliebige Streichrichtungen auftreten. In dieser Weise geneigt werden Falten z. B. dadurch, daß sie von einem anders gerichteten Faltensystem gekreuzt werden, und zwar wird die Veränderung um so größer sein, je senkrechter die beiden Faltungsrichtungen aufeinander stehen. Bei sich kreuzenden Faltensystemen kann also, worauf besonders von HAARMANN[19]) aufmerksam gemacht worden ist, jede beliebige Streichrichtung vorkommen.

Aus Fig. 28 ist das Grundrißbild zu ersehen, das entsteht, wenn eine streichende Überschiebung einen geneigtachsigen Sattel durchsetzt. Die seitliche Verstellung der Leitschicht im Grundriß ist in diesem Fall außer von den übrigen oben erwähnten Faktoren auch noch von dem Nei-

[19]) E. HAARMANN, Über Stauung und Zerrung durch einmalige und wiederholte Störungen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1920, Bd. 72, Abhandl. S. 235. Die praktische Bedeutung und Wichtigkeit dieser Tatsache ist an dieser Stelle eingehend gewürdigt worden. „Die Unkenntnis der wichtigen Tatsache, daß zwei sich kreuzende Faltungen von ganz bestimmter Richtung alle möglichen Schichtenstreichen hervorrufen können, hat oft zu Irrtümern Anlaß gegeben."

gungswinkel der Faltenachse abhängig. Je flacher dieser ist, um so größer wird die horizontale Verschiebung und umgekehrt.

In Fig. 29 ist ein ganz allgemeiner Fall, ein querschlägiger schräger Sprung durch einen

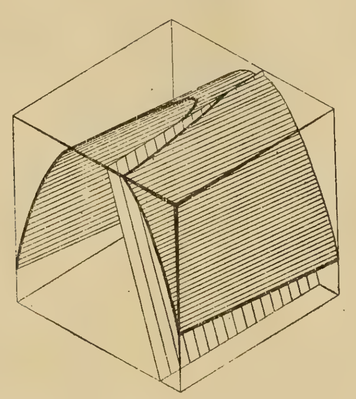


Fig. 28. Streichende Überschiebung durch einen geneigtachsigen Sattel.

gleichschenkligen geneigtachsigen Sattel dargestellt. Das Abgleiten der Hangenscholle auf der Sprungfläche ist in schräger Richtung vor sich gegangen. Die

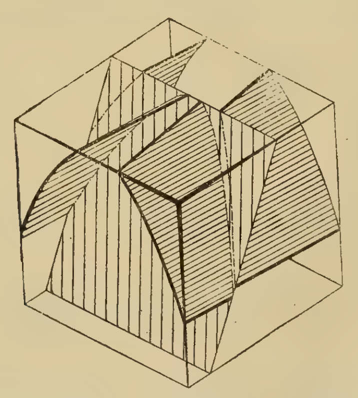


Fig. 29. Querschlägiger schräger Sprung durch einen gleichschenkligen geneigtachsigen Sattel.

stärker ausgezogenen Verbindungslinien der beiden Kreuzlinien stellen die Richtung und Größe der Bewegungsbahn dar. Diese läßt sich im vorliegenden Fall konstruktiv

auch ohne Kenntnis der Rutschstreifen ermitteln[20]). Da der Sattel gleichschenklig ist, so müßte bei Saigerverwurf die Verstellung der Leitschicht symmetrisch sein. In diesem Fall läßt sich also aus dem Grundriß — im Gegensatz zu ebenen geneigten Schichten — schon erkennen, daß ein schräger Sprung vorhanden ist.

Schluß.

Im Vorstehenden habe ich eine kleine Auswahl tektonischer Formen im Würfeldiagramm abgebildet, um die weitgehende Verwendbarkeit dieser Darstellungsmethode nachzuweisen. Die vorliegenden Zeichnungen[21]) dürften genügen, die Art und Weise der Anwendung des Würfeldiagramms zu zeigen. Bei einiger Übung wird es auch dem Nichtzeichner gelingen, zur Lösung oder Klärung tektonischer Fragen kompliziertere tektonische Verhältnisse unter Zuhilfenahme des Würfeldiagramms für sich abzubilden und dadurch ein klareres Bild der in Frage stehenden Lagerungsverhältnisse zu gewinnen. So mag die durch diese Darstellungsmethode erleichterte Vorstellungsmöglichkeit tektonischer Formen schließlich auch die Tektonik selbst fördern, die häufig gerade durch den Mangel an räumlichem Vorstellungsvermögen so schwer verstanden wird.

---

[20]) B. Stočes, Wann kann die Bewegungsbahn bei den Verwerfungen angegeben werden?

[21]) Von den Abbildungen sind, mit Ausnahme der Figuren 5, 8, 11, 16, 17, 19 und 24, von der Firma „Dr. Franz Stoedtner, Institut für wissenschaftliche Projektion“ (Berlin NW 7, Universitätsstr. 3b) Diapositive hergestellt worden, die für Unterrichts- und Vortragszwecke von der genannten Firma bezogen werden können.

[Manuskript eingegangen am 15. April 1922.]

Nachtrag.

Zur Erleichterung der Zeichnung von „Würfeldiagrammen“ habe ich für den Gebrauch in der Praxis ein Millimeterpapier für Stereogramme („Stereo-Millimeterpapier“) (D. R. P. a.) entworfen, das in Bogen und auch in Form von Abreißblocks von der Firma F. W. Breithaupt & Sohn, Kassel, demnächst in den Handel gebracht werden wird. Das Netz dieses Stereo-Millimeterpapiers besteht aus drei sich einander unter dem Winkel von 60° schneidenden Liniensystemen (Fig. 30). Darin lassen sich Würfel von verschiedener Größe und auch Blöcke von verschiedener Form und Größe ein-

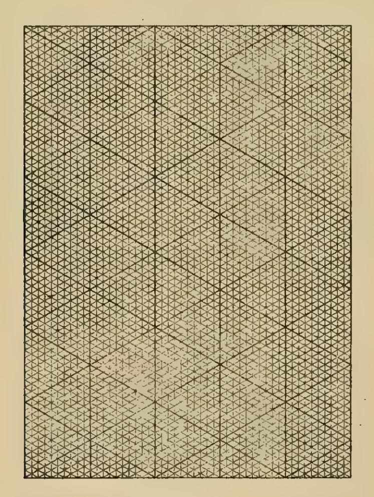


Fig. 30.

zeichnen. Diese Blöcke, die auch als „Würfeldiagramme“ bezeichnet werden können, da sie sich aus vielen kleinen Würfeln zusammensetzen, unterscheiden sich von den Blockdiagrammen ganz wesentlich durch ihre besondere räumliche Stellung, welche alle Blockflächen gleichmäßig parallelperspektivisch verzerrt erscheinen läßt, so daß diese also auch alle gleichmäßig gut zur Darstellung gelangen, was bei den bisher üblichen Blockdiagrammen nicht der Fall ist. Es lassen sich nun von gewöhnlichem Millimeterpapier Grundrisse und Profile auf das Stereo-Milli-

meterpapier übertragen und dadurch auf leichte mechanische Weise parallelperspektivische Bilder der drei Flächen erzeugen, die sich zu einem räumlichen Bild zusammenschließen.

Um in die Darstellungen auf dem Stereo-Millimeterpapier Winkel und Strecken in ihrer betreffenden parallelperspektivischen Verzerrung eintragen oder sie ablesen zu können, wird ebenfalls von F. W. Breithaupt & Sohn ein elliptischer Transporteur aus Zelluloid (D. R. P. a.) (Fig. 31) geliefert, der das in Fig. 2 gezeichnete Schema

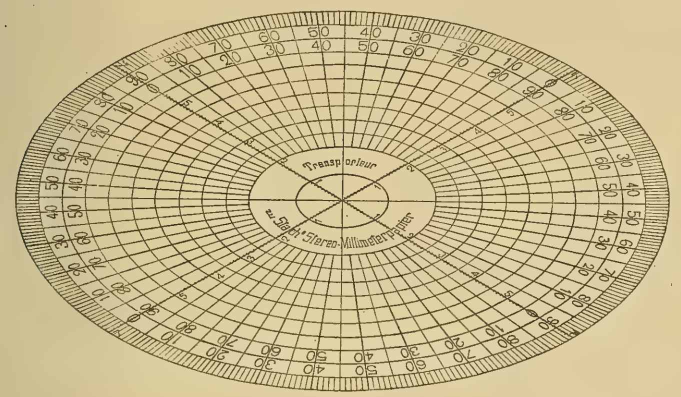


Fig. 31.

ersetzt. Die äußere Bezifferung dient zur Konstruktion auf der einen Seitenfläche, die innere Bezifferung gilt für die andere Seitenfläche des Würfels. Der Transporteur wird so aufgelegt, daß die 0°- und 90°-Teilstriche den Kanten der betreffenden Block- oder Würfelfläche parallel gehen.

Rechnungsabschluss

der Deutschen Geologischen Gesellschaft (E.V.) zu Berlin für das Jahr 1921

Einnahmen:

1. Bestand am 31. Dezember 1920	21 885,54	M.
2. Mitgliederbeiträge	60 719,58	„
3. Druckschriftenverkauf	17 514,10	„
4. Zinsen	988,35	„
5. Sonstiges	2 806,80	„
Summe	103 914,37	M.

Ausgaben:

1. Druckkosten	69 762,60	M.
2. Bibliothek	5 533,50	„
3. Verwaltung		
a) Vergütung	2 600,—	„
b) Versendung der Zeitschrift	10 707,30	„
4. Sonstiges	4 042,95	„
5. Per Saldo	11 268,02	„
Summe	103 914,37	M.

Vermögensbestand:

Effektenbestand (Kurs vom 31. 12. 1921)	8 615,30	M.
Hierzu Barbestand	11 268,02	„
Vermögensbestand am 31. 12. 1921	19 883,32	M.

E. Picard, Schatzmeister

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 1. **1922.**

Protokoll der Sitzung vom 4. Januar 1922.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende begrüßt die Gesellschaft zum Beginn des neuen Jahres. Er weist auf die Bestrebungen des feindlichen Auslandes und eines Teiles der „Neutralen" hin, trotz des „Friedens" durch die Maßnahmen des „Internationalen Council of Researches" die deutsche Wissenschaft und damit die wissenschaftliche Forschung überhaupt zu bekämpfen. Für uns erwächst daraus die Pflicht, im Sinne der Förderung der über den Sonderinteressen einzelner Feindgruppen stehenden hohen Aufgaben der Wissenschaft jenen Machenschaften zu begegnen, mit allen Kräften für den Fortschritt der Wissenschaft zu arbeiten und dadurch an unserem Teil an der Wiederaufrichtung unseres Vaterlandes mitzuwirken.

Den ausgeschiedenen Mitgliedern des Vorstandes und Beirates spricht er den Dank der Gesellschaft aus.

Als neue Mitglieder werden in die Gesellschaft aufgenommen:

Herr Dipl.-Ing. WILHELM HOFFMANN, Bergingenieur der Chemischen Fabrik Griesheim-Elektron in Roitzsch (Kr. Bitterfeld), vorgeschlagen von den Herren PICARD, KRUSCH und BÄRTLING;

Herr konz. Markscheider HANS CRONJAEGER, Halle a. S., Beyschlagstr. 28, vorgeschlagen von den Herren PICARD, KRUSCH und BÄRTLING;

Herr Dr. WALDEMAR RICHTER, Direktor der Zementfabrik in Neukirch a. d. Katzbach, vorgeschlagen von den Herren PICARD, KRUSCH und BÄRTLING;

die Firma H. L. DIENST & SOHN, Elberfeld, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, DIENST und PICARD;

Herr Fabrikbesitzer FR. WILHELM SIEGERT, Kauffung a. d. Katzbach, vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN I, PICARD und BÄRTLING;

Herr Lehrer ALBERT UHLIG, Dresden, An der Frauenkirche 13, vorgeschlagen von den Herren PIETZSCH, GRAHMANN und SIEBER;

Herr Bergwerksdirektor Dipl.-Ing. GUSTAV WEYER, Grube Theodor bei Bitterfeld, vorgeschlagen von den Herren PICARD, KRUSCH und BÄRTLING;

Herr Betriebsingenieur Dipl.-Ing. FRANZ TAURER, Grube Theodor bei Bitterfeld, vorgeschlagen von den Herren PICARD, KRUSCH und BÄRTLING;

Herr Dr. JOH. HELLMERS, Halle a. S., Kirchtor 14, vorgeschlagen von den Herren v. WOLFF, EMIL LEHMANN und DIENST.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangene Literatur vor.

Herr **GRUPE** spricht

Über das Altersverhältnis der herzynischen und rheinischen Dislokationen.

In Aufsätzen der letzten Zeit[1]) über die postvariskischen gebirgsbildenden Vorgänge, die zum Aufbau unserer deutschen Mittelgebirge geführt haben, wird die Frage des Altersverhältnisses der herzynischen und rheinischen Dislokationen wieder mehr in den Vordergrund gerückt, und es wird dabei auf die alte v. KOENENsche Ansicht von der grundsätzlichen Altersverschiedenheit der beiden Arten von Störungen zurückgegriffen, die unseren späteren tektonischen Arbeiten zufolge im allgemeinen als nicht mehr zu Recht bestehend galt. Ich nenne in erster Linie von diesen neueren Publikationen den in dieser Zeitschrift erschienenen Aufsatz HAARMANNS „Über Stauung und Zerrung durch einmalige und wiederholte Störungen“ (s. unten) und sehe mich veranlaßt auf Grund meiner eigenen Erfahrungen und Be-

---

[1]) E. HAARMANN, Über Stauung und Zerrung durch einmalige und wiederholte Störungen. Diese Zeitschr. 1920, S. 218 ff.
F. WINTERFELD, Über die Selbständigkeit und Entstehung herzynischer, das Rheinische Gebirge durchsetzender Verwerfungen. N. Jahrb. f. Min., XLIII, B.-B., S. 319 ff.

obachtungen zu diesem bereits in meinen früheren Arbeiten[2]) behandelten Problem erneut Stellung zu nehmen, mit deren Argumenten sich HAARMANN bisher in keiner Weise abzufinden versucht hat. Ich möchte dabei das Problem vor allem von unserem neu gewonnenen Standpunkt beleuchten, daß die saxonische Faltung sich in einer Reihe einzelner Phasen abgespielt hat, und dasselbe namentlich daraufhin prüfen, ob und inwieweit diese einzelnen Phasen besondere Beziehungen zu der einen oder anderen Art der Störungen erkennen lassen.

Das gemeinsame Auftreten der herzynischen (südost-nordwestlichen) und rheinischen (südnördlichen) Störungen im Bau unserer deutschen Mittelgebirge, ihre mehr oder weniger starke Vergitterung ist ja zur Genüge bekannt, mögen wir gemäß der älteren Auffassung die einzelnen Verwerfungen, bzw. Überschiebungen als tektonische Leitlinien ansehen oder mögen wir mit BEYSCHLAG und STILLE die Sättel und Mulden als die maßgebenden Elemente unseres „Bruchfaltengebirges" betrachten, aus denen heraus sich als extreme Formen der Faltung, und zwar einerseits der „Dejektivfaltung"[3]) die hessischen Gräben, andererseits der „Ejektivfaltung" die nordhannoverschen Horste, speziell die Salzhorste entwickeln. Mit Recht macht STILLE[3]) geltend, daß diese verschiedenen tektonischen Typen, also einmal im S die zu Gräben modifizierten Mulden, zum andern im N die zu Horstpfeilern aufgepreßten Sättel durch die mehr gleichmäßige Entwicklung der Sättel und Mulden in dem zwischengelegenen südhannoverschen Gebiet, im Gebiet der „kongruenten Faltung", miteinander derart einheitlich verknüpft sind, daß sie samt und sonders als Erzeugnisse ein und derselben Art tektonischer Vorgänge aufzufassen sind. Ich möchte auf diese Erscheinung des gleichmäßigen organischen Zusammenhanges der verschiedenen tektonischen Typen des hessisch-hannoverschen Landes besonders hingewiesen haben gegenüber dem neueren Versuche HAAR-

---

[2]) O. GRUPE, Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen im Solling und seinem nördlichen Vorlande. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1908, S. 612.

—, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen. Diese Zeitschr., 1901, S. 264 ff.

—, Studien über Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1913, S. 407 ff.

[3]) STILLE, Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen. Geol. Rundsch., 1917, S. 89 ff.

MANNS zwischen den gebirgsbildenden Prozessen des hessischen Gebietes einerseits und des hannoverschen Gebietes anderseits einen grundsätzlichen Unterschied zu konstruieren und das südliche Gebiet als ein ausgesprochenes Zerrungsgebiet, das nördliche als ein Kompressionsgebiet zu deuten.

Wir gewinnen nun am einfachsten einen Überblick über das Auftreten der herzynischen und rheinischen Störungen in dem in erster Linie zu behandelnden hessisch-niedersächsischen Berglande, wenn wir STILLES Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung, die bereits im Sommer 1920 auf der Hauptversammlung in Hannover der Gesellschaft vom Autor vorgeführt worden ist, zur Hand nehmen und näher betrachten[4]).

Wir erkennen zunächst im S im Bereiche der hessischen Senke ein Vorherrschen der rheinischen Störungen. Schon die sog. Rhönrichtung Emmerichs, d. h. die vielfach auffällige südnördliche Erstreckung und Anordnung der Basalt- und Phonolithströme und -kegel zeigt dieses Vorwalten der rheinischen Dislokationen an, mögen nun die Spalten, auf denen die Laven hochgekommen sind, als nachweisbare Verwerfungen und Gräben oder nur als den letzteren parallel laufende, der unmittelbaren Beobachtung sich entziehende einfache Bruchlinien ausgebildet sein. Noch auffälliger treten die rheinischen Störungen am Westrande der hessischen Senke in Erscheinung, wo sie im allgemeinen — abgesehen von der einmaligen Einlenkung in die herzynische Richtung zwischen Kellerwald und Frankenberger Bucht — entlang dem Rheinischen Schiefergebirge den Abbruch der Senke bedingen. Aus diesem Abbruch entspringen dann gleichsam einerseits am Rande des Kellerwaldes, anderseits im Bereich des Knüllgebirges zwei neue, hauptsächlich durch Muschelkalk- und Keupereinbrüche gekennzeichnete rheinische Bruchzonen, von denen die westliche, mehr nordnordwestlich gerichtet, über Naumburg—Wolfhagen—Warburg verläuft und im N am Rande der diskordant überlagernden Kreide des Eggegebirges die starke Zerstückelung seines Vorlandes bewirkt, während die östliche Bruchzone, mit einem Strich nach O gerichtet, ihren Weg über Altmorschen—Lichtenau und Großalmerode an den

---

[4]) Bei dem Vortrag wurde, da die Karte noch nicht erschienen, mit Genehmigung des Autors und der Direktion der Preuß. Geol. Landesanst., von der die Karte herausgegeben wird, ein Farbenandruck vorgeführt.

Basaltmassiven des Meisner und Hirschberges vorbei nimmt, darauf durch den paläozoischen Horst bei Allendorf eine Unterbrechung erfährt, um dann auf der anderen Seite desselben in das Bruchsystem des Göttinger Leinetalgrabens überzugehen, von dem einzelne Störungen sich über das Leinetal bei Northeim hinaus am Westrande des Harzes vorbei bis in die subherzyne Kreidemulde verfolgen lassen.

Nur ganz vereinzelt machen sich daneben Störungen herzynischer Richtung in der hessischen Senke bemerkbar, von denen der die Frankenberger Bucht gegen den Kellerwald begrenzende herzynische Teil des Hauptabbruches selbst bereits erwähnt wurde. Ferner wäre im S wegen seiner größeren Erstreckung der Graben von Fulda—Lauterbach zu nennen, der im W unter dem Basalt des Vogelsberges verschwindet und eine ziemlich selbständige Stellung einnimmt. Dagegen erscheinen die weiter im N bei Kassel-Altenhasungen, bei Warburg und schließlich am Eggegebirge auftretenden Störungen herzynischer Richtung mehr als Teile und Anhängsel der weithin nach N verlaufenden Bruchzone, in die sie vollkommen aufgehen derart, daß Verwerfungen wie Achsen bei stark gewundenem Verlaufe gleichmäßig aus der einen in die andere Richtung übergehen. Noch stärker tritt diese Vergitterung an der Ostseite der zweiten, der Leinetalbruchzone hervor, wo die zu beiden Seiten des Thüringer Waldes fast ausschließlich und in langer Erstreckung entwickelten herzynischen Bruchzonen hinzutreten und sich mit ihr scharen. Markante Stellen solcher Verzahnung liegen besonders bei Lichtenau, wo durch die Einmündung der Eisenacher Bruchzone eine kesselartige Erweiterung entsteht, und bei Eichenberg, wo die Gothaer Störung in den rheinischen Graben ausläuft.

Die Zone der vorherrschenden rheinischen Richtung reicht nordwärts etwa bis zu der Linie, die vom Knick des Teutoburger Waldes bei Horn am Nordrande des Sollings vorbei bis zur Nordwestecke des Harzes verläuft. Der Solling selbst mit seinen zahlreichen Tertiär- bzw. Triasgräben zeigt uns noch einmal die Vergesellschaftung der verschiedenen Bruchrichtungen im kleinen, und seinen Nordostrand begleitet bereits eine größere herzynische Mulde, das bekannte Einbeck—Markoldendorfer Liasbecken, das geologisch wie tektonisch nichts weiter ist als ein herzynischer Ausläufer des rheinisch gerichteten Leinetalgrabens. Weiterhin wird dann aber unser niedersächsisches Bergland zunächst fast ausschließlich von herzynisch streichenden Sät-

teln und Mulden beherrscht, von denen einige, wie die subherzyne Kreidemulde, der Hildesheimer Waldsattel, die Gronauer Kreidemulde, die Hilsmulde, Deistermulde und -sattel und weiter im W der Osningsattel und die Herforder Liasmulde besonders genannt sein mögen. Daß aber damit die rheinischen Strukturelemente nicht vollständig verschwunden sind, zeigt, abgesehen von einigen unbedeutenderen, nur kurz aushaltenden rheinischen Störungen, die sich am Aufbau dieser Sättel und Mulden mitbeteiligen — wie z. B. der im Odfeld am Vogler rheinisch gerichtete Vorsprung der sonst herzynisch verlaufenden Sollingüberschiebung — das Wiederaufleben der rheinischen Richtung jenseits des Hildesheimer Waldes und des Deistersattels in der weiteren Umgebung von Hannover—Braunschweig. Denn dort treffen wir plötzlich wieder eine Reihe nordnordöstlich oder rheinisch verlaufender Sättel, zumeist in Form stark aufgepreßter Salzhorste an, von denen der Benther Salzhorst und die auf ein und derselben, bis Lüneburg reichenden Achse gelegenen Salzpfeiler von Sehnde—Sarstedt, Hänigsen—Wathlingen, Höfer usw. uns durch die Literatur schon näher bekannt sind.

Für die Frage des Altersverhältnisses der herzynischen und rheinischen Störungen ist naturgemäß ihr Verhalten an den Stellen ihres Kontaktes besonders entscheidend. Berücksichtigen wir zunächst die von der hessischen Senke bis zum Solling reichende Zone, in der also die rheinischen vor den herzynischen vorwiegen, so beobachten wir, daß die letzteren in die ersteren übergehen und in sie einmünden, ohne von ihnen verworfen zu werden. Es findet nicht einmal eine eigentliche Kreuzung, sondern im wesentlichen nur eine Scharung der beiden Richtungen statt, niemals setzt der herzynische Graben auf der anderen Seite des rheinischen irgendwo fort, wie man es doch bei höherem Alter der herzynischen Störungen erwarten müßte. Wie im N das herzynisch streichende Einbeck—Markoldendorfer Becken mitsamt der es im S begleitenden Ahlsburg-Achse durch einfache Umlenkung der Schichten und Störungen in den nordsüdlichen Leinetalgraben hinein verläuft, nicht aber von diesem durchschnitten oder verworfen wird, so spaltet sich der Leinetalgraben auch im S bei Eichenberg in zwei tektonisch gleichwertige Bruchzonen, nämlich in die herzynische Gothaer Bruchzone und in die südnördlich mit einem Strich gegen O gerichtete Lichtenauer Bruchzone, die als zweiten herzynischen Graben dann bei Lichtenau die

Eisenacher Dislokationszone in sich aufnimmt, und diese beiden Vereinigungen vollziehen sich so gleichmäßig, daß nicht einmal ein stärkerer Effekt des Verwurfes dabei entsteht, wie es doch bei verschiedenem Alter der Dislokationen selbstverständlich wäre. Denn die beiden kleineren Schollen von Rät bzw. Lias, die wir bei Lichtenau und Eichenberg auftreten sehen, liegen bereits abseits von der eigentlichen Kontaktstelle und stellen lokal tiefer versenkte Schollen innerhalb der rheinischen Bruchzone dar. Recht instruktiv ist auch der vielfach gewundene, durch die Umlenkung aus der einen in die andere Richtung zustande kommende Verlauf der einzelnen Dislokationen der über Warburg entlang dem Eggegebirge streichenden Störungszone, und eine Folge dieses gewundenen Verlaufes ist, daß schließlich die Achsen und Verwerfungen z. T. bei ihrer letzten Umbiegung in die herzynische Richtung unter der transgredierenden Kreide verschwinden, z. T. im Osning und seinem Vorlande ein ausschließlich herzynisches Streichen annehmen.

Und wie im Großen, so ist es auch im Kleinen. Niemals sehen wir, daß einer der vielen herzynischen Gräben, an denen unser „Schollengebirge" so reich ist, durch eine rheinische Störung in sich zerstückelt und verworfen wird; es handelt sich stets dabei nur um ein Umlenken der einen Richtung in die andere, um ein Aufzehren des einen Grabens durch den anderen. Gewiß setzen dabei zuweilen auch die Brüche aneinander ab, wie v. Koenen hervorhebt, aber ein solches Verhalten ist doch kein Beweis für ihr verschiedenes Alter, sondern kann ebensogut durch gleichzeitige Entstehung der Brüche bedingt sein. Der Umstand, daß mit der Vereinigung und Scharung der beiden Dislokationen niemals ein Verwurf verbunden ist, spricht entschieden gegen ihre grundsätzliche Altersverschiedenheit.

Herzynische und rheinische Bauelemente erscheinen vielmehr als gleichwertige Teile eines ursprünglich einheitlich angelegten Bruch-, bzw. Faltungssystems.

Wie wir wissen, ist diese ursprüngliche Anlage des Gebirgsbaues im Bereiche des hessischen Berglandes verhältnismäßig alt, mindestens vortertiär, da das Tertiär diskordant die aufgerichteten und verworfenen Schichten überdeckt bzw. ehemals vor seiner Abtragung überdeckt hat, wie aus seiner heutigen Lagerung auf den

älteren Schichten der die Gräben umgebenden Peneplainflächen hervorgeht[5]). Schärfer können wir das Alter der älteren Hauptfaltung nicht präzisieren, da die nächstältere Formation der Kreide in diesem Gebiet fehlt. Berücksichtigen wir aber, daß die Störungen der Naumburg-Warburger Bruchzone aus der hessischen Senke heraus gleichmäßig nach N fortsetzen und am Rande des Eggegebirges unter die Kreide des Eggegebirges untertauchen, sich damit in diesem Teil als präkretazisch erweisen, so ist es nicht unwahrscheinlich, daß das Bruchsystem der hessischen Senke ganz allgemein in seiner ersten, maßgebenden Anlage ebenfalls bereits vor Ablagerung der Kreide entstanden ist, also STILLES kimmerischer Phase angehört. Aber außer dieser älteren Hauptgebirgsbildung kennen wir noch eine jüngere, und zwar jungtertiäre, durch die auch noch das Tertiärgebirge disloziert worden ist und mit der die zahlreichen vulkanischen Ergüsse des hessischen Landes in ursächlichem Zusammenhang stehen.

Welche Beziehungen läßt nun diese jüngere Dislokationsphase zu den beiden Richtungen erkennen? Da ist es von Interesse, festzustellen, daß die tertiären Störungen und Eruptiva, wie das besonders instruktiv die Verhältnisse in der Rhön zeigen, fast ausschließlich von der rheinischen Tendenz beherrscht werden. Sowohl die ausgedehnten Ströme wie die einzelnen Gänge, Kuppen und Schlote zeigen durchweg eine südnördliche Erstreckung bzw. Anordnung längs südnördlich verlaufender Linien, in denen ich auf Grund meiner Untersuchungen[6]) echte, präexistierende tektonische Spalten sehe.

---

[5]) Vgl. GRUPE, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes, a. a. O.

[6]) GRUPE, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes und ihren Einfluß auf Talbildung und Basalteruptionen, a. a. O., S. 299 ff., und GRUPE, Studien über Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1913. S. 407 ff.

Bezüglich der Spaltenfrage bin ich auf Grund dieser Untersuchungen zu wesentlich anderen Ergebnissen gekommen als BÜCKING, der eine Abhängigkeit der Eruptionen von Spalten grundsätzlich leugnet. Der so große Unterschied zwischen unseren Auffassungen erklärt sich z. T. dadurch, daß ich gleich den größeren Gräben auch die so zahlreichen, mit Eruptivgesteinen in Verbindung stehenden kleineren Scholleneinbrüche der Rhön nicht für nachträgliche Schlotausfüllungen im Sinne BÜCKINGS, sondern ebenfalls zumeist für tektonische, vielfach nachweisbar südnördlich gerichtete Gräben, bzw. für Ausfüllungen präexistierender Spalten halte, an die umgekehrt die

Teils sind es die rheinischen Gräben selbst, auf denen die Basalte und Phonolithe aufgestiegen sind, teils sind es parallele Nebenspalten, die, als Verwerfungen ohne weiteres nicht erkennbar, aber durch die geradlinige, nordsüdliche Anordnung und Erstreckung der auf ihnen liegenden Basaltkuppen und -gänge ihr Vorhandensein verraten. Dagegen werden umgekehrt die herzynisch gerichteten Verwerfungsspalten von dem Magma vielfach geradezu gemieden. Auffällig ist z. B., wie arm an Eruptivgesteinen der herzynisch gerichtete Fuldagraben ist im Vergleich zu den rheinischen Gräben der Rhön. Besonders instruktiv tritt uns aber diese Erscheinung im Werragebiet von Heldburg und Hildburghausen entgegen[7]). In diesem Gebiete wird das sonst regelmäßig gelagerte Keupergebirge von einer großen Anzahl schmaler Basaltgänge durchzogen, die trotz ihrer durchschnittlichen Stärke von nur ½—1 m oft viele Kilometer schnurgerade und miteinander parallel in südnördlicher bis nordnordöstlicher Richtung verlaufen. Das Verhalten der Gänge wird dadurch noch besonders interessant, daß sie nach längerem oder kürzerem Verlauf plötzlich aufhören und an einer anderen Stelle seitlich davon unter Beibehaltung derselben Richtung wieder aufsetzen[8]).

Von diesen Basaltgangen, die doch notwendigerweise die Präexistenz rheinisch gerichteter, bis zur Erdoberfläche klaffender Spalten zur Voraussetzung haben, setzen nun einige Ausläufer in gleicher Richtung in das benachbarte Muschelkalkgelände von Hildburghausen und Themar fort, das von einer Anzahl herzynischer Störungen und Keupergräben durchschnitten wird, die nun aber völlig frei von irgendwelchen vulkanischen Ergüssen sind. Das basaltische

---

Basalt- und Phonolitheruptionen gebunden sind. Das höhere Alter und die tektonische Natur dieser Schollеneinbrüche gehen aus der einfachen Tatsache hervor, daß die betreffenden jüngeren Schichten daneben auf der allgemein prätertiären Denudationsfläche zur Zeit der Eruptionen bereits abgetragen waren. Zu diesen meinen neueren Untersuchungsergebnissen hat Bücking meines Wissens bisher keine Stellung genommen, dafür aber in seinem später erschienenen „Führer durch die Rhön" in dem beigegebenen Literaturverzeichnis meine Arbeiten mit Stillschweigen übergangen!

[7]) Vgl. die Blätter der geol. Spezialkarte von Preußen, Lieferg. 60 und 56.

[8]) Ich sehe darin nur eine ursprüngliche Zersplitterung der Spalten und nicht wie Joh. Walther (diese Zeitschr. 1914, Monatsber., S. *290*) nachträgliche horizontale Verschiebungen, die jedenfalls die Keuperschichten in keiner Weise erkennen lassen.

Magma hat also die rheinischen Spalten vor den herzynischen bevorzugt, eine Erscheinung, die sich am einfachsten wohl daraus erklärt, daß unter dem Einflusse der Gebirgsbildung die alten Spalten rheinischer Richtung vielfach wieder aufrissen, während die herzynischen geschlossen blieben[9]). Aber nicht alle rheinischen Spalten dürften eine solche Wiederbelebung erfahren haben, sondern nur einzelne, und zwar können dies dann ebensogut Hauptspalten, d. h. die eigentlichen Verwerfungen der präoligocänen Gebirgsbildung gewesen sein, wie aber auch die durch keine Verwerfung gekennzeichneten, den Hauptspalten parallel laufenden Nebenspalten. Auf diese Weise können dann gerade die ursprünglichen Nebenspalten gegenüber den Verwerfungsspalten zu Eruptionsspalten werden, und wir haben eine plausible Erklärung für die von den Spaltengegnern so gern als Argument in ihrem Sinne geltend gemachte Erscheinung, daß die Eruptivgesteine vielfach nicht unmittelbar auf den Hauptspalten der Gräben, sondern daneben liegen. Das schließt natürlich nicht aus, daß das Magma an anderen Stellen, an denen es keine offenen Spalten zur Verfügung hatte, auch wohl die Kraft entwickelte, seinen Weg selbständig sich zu bahnen.

Wir resümieren: Die vortertiäre Hauptphase der Gebirgsbildung in der hessischen Senke hat sowohl herzynisch wie rheinisch gerichtete Dislokationen als durchaus gleichwertige und gleichartige Gebilde im Gefolge, während die spätere, jungtertiäre Phase, die im wesentlichen als eine posthume zu der älteren anzusehen ist, vorzugsweise auf den Südnordspalten des alten Bruch-

[9]) Keine Regel ohne Ausnahme gilt auch hierbei. Denn in dem einen oder anderen Falle finden wir auch wohl einmal herzynisch gerichtete Gänge. Es handelt sich eben nicht um eine ausschließliche Benutzung, aber wohl um eine Bevorzugung der rheinischen Spalten durch das Magma. Irrig aber ist die ältere Ansicht Pröscholdts (vgl. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1884, S. 250 ff.), daß die älteren Ergüsse in der Rhön an herzynisch streichende Spalten gebunden seien, eine Ansicht, die er später durch seine eigene Kartierung widerlegt hat, nach der die vermeintlichen älteren Ergüsse am Ostrande der Langen Rhön in Wirklichkeit von jüngerem Plagioklasbasalt gebildet werden (vgl. Pröscholdt, Über den geologischen Bau des Zentralstocks der Rhön. Jahrb. d. Geol. Landesanst. f. 1893, Lieferg. II). Auch die neueren Untersuchungen Bückings haben diese Auffassung nicht bestätigt.

systems sich abspielt. Also nur im posthumen Verhalten der beiden Bruchrichtungen bei der jüngeren Gebirgsbildung macht sich ein Unterschied bemerkbar.

Auch in der Wirkungsart der älteren gebirgsbildenden Kräfte einerseits und der jüngeren Kräfte andererseits könnte man einen Unterschied erblicken, falls man die ältere Hauptphase mit Stille als eine ausgesprochene Faltung ansieht, während bei der jüngeren Phase die auf klaffenden Spalten massenhaft erfolgenden Eruptionen im allgemeinen auf zerrend wirkende Kräfte hinweisen. Vielleicht ist aber auch dieser Unterschied weniger ein prinzipieller als nur ein gradueller. Denn es leuchtet ohne weiteres ein, daß auch in den von der Faltung betroffenen Gebieten neben den in den letzten Jahrzehnten durch die Tiefbohrungen in großer Zahl nachgewiesenen Überschiebungen[10]) an gewissen Stellen auch echte Sprünge als Folge lokal zerrend wirkender Kräfte auftreten müssen.

Haarmann[11]) hat bereits mit Recht auf die Entstehung von Querverwerfungen als naturgemäße Begleiterscheinung der verschieden stark aufgepreßten Falten hingewiesen, und auch in streichender Richtung wird es besonders in den Achsenregionen der hochaufgetriebenen Sättel vielfach zu Dehnungen und damit auch leicht zu einem Auseinanderreißen, also zur Bildung normaler Verwerfungen kommen, und zwar vornehmlich in den höheren Lagen des betreffenden Erdrindenteils. Vielleicht hängt es damit zusammen, daß die Verwerfungen vorzugsweise an das jüngere Gebirge gebunden erscheinen, während die Überschiebungen oder inversen Verwerfungen sich in der Hauptsache in den tieferen Schichten geltend machen. Um einen konkreten

---

[10]) Von den bedeutenderen herzynischen Überschiebungen seien hier genannt: Die Überschiebungen des Harzes und des Thüringer Waldes, die Überschiebungen am Hildesheimer Waldsattel, die Überschiebung des Solling-„Abbruchs“, die Überschiebung des Leinetalsattels, die Osning-Überschiebung, die Überschiebung des Borlinghäuser „Abbruchs“ am Eggegebirge, die Überschiebungen der Ibbenbürener Bergplatte, die Finne-Überschiebung, die Überschiebungen am Kreuzburger „Graben“ und am Gothaer „Graben“ bei Treffurt und Mihla. Echte oder hangendtiefere Sprünge sind nachgewiesenermaßen die östliche Randspalte des Göttinger Leinetalgrabens, die Hauptrandspalten des Falkenhagener Liasgrabens, die streichenden Störungen des Deisters u. a.

[11]) Haarmann, Über den geologischen Bau Nordwestdeutschlands. Diese Zeitschr., 1914, Monatsber., S. *359 ff.*)

Fall zu erwähnen, verweise ich auf die durch Bohrungen und Bergbau in größerem Umfange erschlossenen Sättel des Hildesheimer Waldes und des im Fortstreichen desselben auf der anderen Seite der Leine gelegenen Deisters. Während der Sattel des Hildesheimer Waldes sowohl im Bereiche seiner unterirdischen Zechsteinsalzlagerstätte, als, wenn auch in weit schwächerem Grade, auch im Bereiche seiner oberirdischen Triasschichten, vornehmlich des Muschelkalks, von einem ausgesprochenen Faltenbau in Verbindung mit Überschiebungen beherrscht wird, kennzeichnen sich umgekehrt im Kreidegebirge des Deisters nach den bergbaulichen Aufschlüssen sämtliche streichende Störungen, die in nicht geringer Zahl vertreten sind, als echte Sprünge, also als Dehnungsverwerfungen. Von entscheidender Bedeutung aber dabei ist es, daß gleichwohl der Gesamtbetrag der Dehnungen des Deisterflügels nicht imstande ist, die in der an sich geringen Aufsattelung der Kreideschichten — Einfallen 10° — zum Ausdruck kommende Kompression des Gebiets zu kompensieren; er ist vielmehr noch um 50% geringer als die durch die nur schwache Aufrichtung bedingte Verkürzung der betreffenden Erdscholle. Dieser eine Fall mag zeigen, daß für die Beurteilung des tektonischen Gesamtphänomens unserer Mittelgebirge die auf Hebung und Faltungsdruck hinweisende Sattel- und Muldenbildung die ausschlaggebende Bedeutung besitzt, der gegenüber der Charakter der Schichtenverschiebungen nur eine untergeordnete Rolle spielt. Der Endeffekt dürfte eben in unserem „Schollengebirge" doch eine Raumverengung sein.

Kommen wir nun noch einmal kurz auf die Verhältnisse der jüngeren Dislokationsphase in Hessen zurück, so könnte ich mir wohl vorstellen, daß auch dort das durch Zerrung hervorgerufene Aufreißen der zahlreichen Eruptionsspalten erst eine sekundäre Erscheinung ist, verursacht durch eine allgemeine bedeutsame Hebung des Gesamtgebietes, wie sie tatsächlich erfolgt ist und zum Ausdruck kommt in der zum Teil beträchtlichen Höhenlage des Tertiärs, das z. B. auf der Hochfläche der Langen Rhön heute 700—800 m über dem Meeresspiegel liegt. Dabei steht dem nichts im Wege, daß auch in diesem Falle die eigentlichen gebirgsbildenden Kräfte in lateralem Sinne gewirkt haben. Ihr Angriffspunkt lag eben unterhalb oder ungefähr im Bereiche der nach meiner Auffassung[12]) bereits

[12]) Vgl. hierzu Grupe, Studien über Scholleneinbrüche und Vulkanausbrüche in der Rhön, a. a. O. S. 458 ff.

durch die ältere Gebirgsbildung zu bedeutender Höhe aufgepreßten Magmen, so daß diese nun unter dem neuen Impuls der jüngeren gebirgsbildenden Kräfte verhältnismäßig leicht aus ihren peripherischen Herden auf größtenteils klaffenden Spalten bis zur Erdoberfläche aufsteigen konnten.

Dieselbe maßgebende Rolle bei der jungtertiären Dislokationsphase wie in der Rhön und der hessischen Senke spielen die rheinischen Nordsüdspalten auch im Lahngebiet, wo die tertiären Verwerfungen, die Basaltergüsse und Säuerlinge nach Ahlburg[13]) vorzugsweise an die Nordsüdspalten, seltener an die in noch größerer Anzahl auftretenden Südostnordwestspalten gebunden sind. Jedoch handelt es sich auch dort nur um posthume Erscheinungen zu einer älteren Anlage der rheinischen Brüche. Denn es ist zweifellos, daß diese Spalten zu dem gleichen System gehören, das weiter im O den ersten Abbruch der niederhessischen Senke nachweisbar in prätertiärer Zeit erzeugt hat, wie ich das früher bereits gezeigt habe[14]), und eine Bestätigung dieser Auffassung geben uns nach Ahlburg die Lagerungsverhältnisse im Lahngebiet selbst insofern, als die Nordsüdsprünge im alten Gebirge wiederholt eine größere Sprunghöhe erkennen lassen als sie das verworfene Tertiär im Hangenden zeigt. Das gesamte herzynisch-rheinische Bruchsystem ist mithin in seiner ursprünglichen Entstehung auch an der Lahn älter und jedenfalls gleichzeitig angelegt. Durchaus unzutreffend sind dagegen die neuesten Ausführungen von Winterfeld, der, von den Verhältnissen des Taunus- und Lahngebietes ausgehend, den bekannten Trugschluß der älteren Autoren wiederholt und aus den tertiären Verwürfen der herzynischen und rheinischen Störungen ihr ausschließlich jungtertiäres Alter ableitet[15]).

Welche Altersbeziehungen lassen nun die herzynischen und rheinischen Dislokationen in dem nördlichen, niedersächsischen Gebiete erkennen? Hier sind die Altersverhältnisse der Störungen der saxonischen Faltung in höherem

---

[13]) Ahlburg, Erläuterungen der Blätter Braunfels, Merenberg, Weilburg. Lieferg. 208 der geol. Spezialkarte von Preußen.

[14]) Grupe, Über das Alter der Dislokationen des hannoversch-hessischen Berglandes usw. a. a. O.

[15]) Winterfeld, a. a. O. Nach seinen ganzen Ausführungen zu urteilen, scheint dem Verfasser unsere neuere Literatur über das höhere Alter der herzynischen und rheinischen Störungen der saxonischen Gebirgsbildung völlig unbekannt geblieben zu sein.

Grade kompliziert, zugleich aber auch stärker präzisiert dadurch, daß an Stelle der in Hessen zwischen Trias und Tertiär klaffenden zeitlichen Lücke nunmehr in größerem Umfange die Formationen des Jura und der Kreide erhalten sind, von denen vor allem die Weißjura- und Kreideschichten mit ihren vielfachen Diskordanzen und Transgressionen die Erkennung einer größeren Anzahl gebirgsbildender Prozesse und ihre genauere Altersbestimmung ermöglichen. Während wir in Hessen im allgemeinen nur von einer prätertiären und jungtertiären Gebirgsbildung sprechen, unterscheiden wir im Gebiete Niedersachsens mit STILLE eine vorkretazeische oder kimmerische, eine frühsenone, eine alttertiäre und jungtertiäre Faltung. Von diesen Einzelfaltungen zerlegen wir neuerdings die erstere, die kimmerische Faltung in drei Unterphasen, von denen die erste bei Beginn des Portlands, die zweite oder Hauptphase auf der Wende von Portland und Serpulit und die dritte Phase im Frühneokom stattgefunden hat[16]). Trotz dieser größeren Anzahl von Einzelphasen, in die die gesamte saxonische Faltung zerfällt, sind doch alle zeitlich auf einen kurzen Zeitraum beschränkt und kennzeichnen sich damit als selbständige, durch zeitweilige Steigerung des Druckes hervorgerufene orogenetische Prozesse der Krustenbewegungen im Sinne STILLES.

Lassen sich nun bei diesen verschiedenen Phasen der gebirgsbildenden Bewegungen irgendwelche Unterschiede in dem Verhalten der herzynischen und rheinischen Dislokationen erkennen? Betrachten wir zunächst zu diesem Zwecke die Lagerungsformen des von der jungtertiären Phase betroffenen Tertiärs, so konstatieren wir, daß im Gegensatz zu den Verhältnissen in Niederhessen, wo diese jüngeren Gebirgsbewegungen fast ausschließlich auf den rheinischen Bruchlinien vor sich gingen, in den nördlichen Gebieten das Tertiär gleichmäßig sowohl von den herzynischen als auch den rheinischen Brüchen disloziert wird. So verlaufen die Tertiärgräben des Sollings in allen möglichen Richtungen, sowohl in ausgesprochen herzynischer als auch in rheinischer, sowie schließlich in einer zwischen diesen beiden vermittelnden, nordnordwestlichen Richtung, und auch die

---

[16]) Vgl. hierzu W. HAACK, Über die unterneokome Störungsphase im westlichen Osning. Diese Zeitschr., Monatsber., 1921. S. 50 ff. — DAHLGRÜN, Tektonische, insbesondere kimmerische Vorgänge im mittleren Leinegebiet. Inaug. Dissert. Göttingen 1921.

Basalte des Sollings, die nördlichsten, die wir bekanntlich in Deutschland haben, erscheinen an Verwerfungsspalten beider Richtungen gebunden[17]). So ist das Tertiär im Bereiche des Elfassattels sowohl in herzynisch als auch rheinisch gerichteten Gräben zur Tiefe verworfen und weiter im N am Hildesheimer Walde werden die größeren und seit alters bekannten Oberoligocänschollen von Bodenburg und Diekholzen im ersteren Falle durch rheinische, im anderen durch herzynische Brüche begrenzt[18]).

In Übereinstimmung mit diesen Befunden stehen nun auch die Ergebnisse der Untersuchungen STILLES[19]) an den nordhannoverschen Salzhorsten. Danach besteht auch hier kein grundsätzlicher Altersunterschied zwischen den tektonischen Typen herzynischer und rheinischer Richtung, vielmehr haben sämtliche Phasen der saxonischen Gebirgsbildung zu Falten und Dislokationen in dem einen wie anderen Sinne geführt, wie dies aus den Diskordanzen der transgredierenden Stufen des Oberen Weißjura und der Kreide gegenüber dem Salz und seinem Deckgebirge hervorgeht. So beobachten wir nach STILLE

die kimmerische Faltung:

1. an dem rheinisch streichenden Benther Salzhorst;
2. an der rheinischen Linie Sehnde—Lehrte—Hänigsen—Höfer—Bardenhagen—Lüneburg;
3. an dem herzynischen Sattel entlang der Kalenberger Achse und am herzynischen Sattel der Asse;

die unterkretazeische Faltung:

1. an dem rheinisch streichenden Benther Salzhorst;
2. an dem rheinisch streichenden Salzgebirge von Hänigsen—Wathlingen;
3. an dem herzynisch gerichteten Salzgebirge der unteren Aller;

---

[17]) GRUPE, Präoligocäne und jungmiocäne Dislokationen im Solling und seinem nördlichen Vorlande, a. a. O. — GRUPE und STREMME, Die Basalte des Sollings und ihre Zersetzungsprodukte. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, S. 242 ff.

[18]) Vgl. die Blätter Bockenem und Hildesheim d. geol. Spezialkarte von Preußen, Lieferg. 182.

[19]) STILLE, Der Untergrund der Lüneburger Heide und die Verteilung ihrer Salzvorkommen. 4. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Verein., Hannover, 1911, S. 278.

die alttertiäre Faltung:

1. an dem rheinisch streichenden Benther Salzhorst;
2. an der rheinischen Salzlinie Algermissen—Sehnde—Lehrte—Hänigsen—Wathlingen;
3. an der herzynischen Salzlinie der unteren Aller und entlang der herzynisch gerichteten Kalenberger Achse;

die jungtertiäre Faltung:

1. an den rheinischen Salzpfeilern von Hänigsen—Wathlingen—Bardenhagen—Kolkhagen und Wustrow—Lüchow;
2. an der herzynischen Salzlinie nördlich und südlich des Steinhuder Meeres.

Von besonderer Bedeutung ist es, daß bei diesen tektonischen Typen in Nordhannover vielfach eine regelrechte Kreuzung ihrer Sattel- und Muldenachsen vorliegt und daß in den „Knoten“ dann im allgemeinen eine Änderung, entweder eine Steigerung oder Verringerung des Effekts, festzustellen ist, je nachdem Gebilde gleicher Art wie Sattelachsen mit Sattelachsen, oder ungleicher Art, wie Sattelachsen mit Muldenachsen, zum Schnitt kommen.

Zu anderen Anschauungen kommt nun neuerdings Herr HAARMANN[20]) auf Grund seiner Untersuchungen an den nordhannoverschen Salzhorsten, speziell der Sarstedter und Benther Salzhorste, die ihn wieder zu der alten Ansicht v. KOENENS von der Altersverschiedenheit der herzynischen und rheinischen Störungen zurückführen. Es scheint mir nun fast so, als ob Herr HAARMANN den eigentlichen Kern dieses Problems nicht ganz richtig erfaßt hat. Wenn Herr v. KOENEN früher von seinem Standpunkt aus den beiden Störungsarten ein verschiedenes Alter zuschrieb, indem er die Unterbrechung der einen Störung durch die andere, das Aneinanderabsetzen der einen an der anderen als einen Beweis für ihre Ungleichalterigkeit ansah, so war das schon eher verständlich, da er ja von vornherein nur mit einer Hauptstörungsphase, der jungtertiären, operierte. Einen geologisch meßbaren Zeitunterschied vermochte er aber nicht festzustellen. Er verlegte beide Störungen an das Ende der Miocänzeit und ließ die rheinischen kurz nach den herzynischen erfolgt sein. Daß er auf den rheinischen Bruchlinien dann außerdem noch „postglaziale“ Verwerfungen

[20]) HAARMANN, a. a. O.

annahm, ist eine Sache für sich, auf die wir weiter unten noch zu sprechen kommen.

In ein wesentlich anderes Licht wird aber die ganze Frage gerückt auf Grund unserer neueren Anschauung, daß die saxonische Gebirgsbildung nicht nur auf den einen jungtertiären Zeitabschnitt beschränkt ist, sondern bereits am Ende des Jura, während der Kreide und im Alttertiär in Form verschiedener Einzelphasen sich abgespielt hat. Diese wichtige Tatsache müßte Herr HAARMANN in erster Linie berücksichtigen und uns von seinem Standpunkt aus nachweisen, daß die herzynischen Störungen bei den älteren, sagen wir einmal bei den vorkretazeischen und interkretazeischen, die rheinischen Störungen dagegen ausschließlich bei den jüngeren, den tertiären Phasen entstanden sind. Ein solcher Nachweis dürfte aber Herrn HAARMANN schwerlich gelingen. Vielmehr sehen wir ja, wenn wir die Tektonik des niederhessisch-niedersächsischen Gebietes im ganzen betrachten, daß jede einzelne der gebirgsbildenden Epochen sowohl herzynische als auch rheinische Dislokationen erzeugt haben kann und daß im hannoverschen Berglande selbst das Jungtertiär noch ebensogut durch herzynische als auch durch rheinische Störungen verworfen wird.

Wir müssen deshalb die tektonischen Erscheinungen, die uns die von HAARMANN behandelten beiden Salzhorste bieten, im Zusammenhang mit dem Gesamtphänomen der saxonischen Faltung betrachten und kommen dann meines Erachtens zu einer etwas anderen Ansicht, soweit nicht überhaupt die Deutung, die er diesen Erscheinungen gibt, an sich schon irrig ist. Und das glaube ich speziell von seiner Auffassung der Verhältnisse des Benther Salzhorstes behaupten zu können, bei der er sich im wesentlichen auf die Arbeit von STIER, „Strukturbild des Benther Salzgebirges“[21]) stützt. Ich hatte Gelegenheit, im vergangenen Sommer diesen Salzhorst in seinem südlichen Teil kennen zu lernen und bin dabei allerdings zu einer anderen Auffassung als Herr HAARMANN gekommen.

Der von STIER nach den Bohr- und Grubenaufschlüssen von „Deutschland“, „Ronnenberg“ und „Hansa-Silberberg“ in sehr anschaulicher Weise entworfene Grundriß des Benther Salzgebirges[21]) zeigt uns, daß der in einzelne steile

---

[21]) 8. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Verein., Hannover, 1914, S. 1—14. Mit 2 Tafeln.

Sättel und Mulden gefaltete Salzkörper im allgemeinen in rheinischem Sinne verläuft, durchaus in Übereinstimmung mit den gleichfalls rheinisch gerichteten Schichten seines Deckgebirges. Neben dieser vorherrschenden rheinischen Faltung macht sich aber an einzelnen Stellen, besonders im Süden in der Grube „Deutschland“ und im Norden im Bereiche von „Hansa-Silberberg“, noch eine herzynische Querfaltung geltend. Dieselbe bewirkte im einen Fall eine Umlenkung der steil gefalteten Sättel und Mulden des Jüngeren Steinsalzes in die herzynische Richtung, wie dies in der vielfachen Wiederholung steil nach Südwest einfallender Roter Salztonschichten auf der 450-m-Sohle der Grube „Deutschland“ besonders schön zum Ausdruck kommt, und im anderen Falle in noch instruktiverer Weise eine lokale Herausbildung nordwest-südöstlich streichender, nach Nordost überkippter Quermulden und -sättel des Älteren Steinsalzes an Stelle seines sonst rheinisch gerichteten Generalstreichens.

Ich kann diese rein örtlich auftretende herzynische Faltung — durchaus im Sinne von Stier — nur als Querfaltung zu der rheinischen Hauptfaltung ansehen, durch die der Salzkörper seine maßgebende Form erhielt, d. h. die Querfaltung ist gleichzeitig mit der Hauptfaltung entstanden oder, falls ein Altersunterschied bestehen sollte, so kann doch nur die Hauptfaltung, in diesem Falle also die rheinische die ältere gewesen sein. Nicht aber kann ich mir mit Haarmann vorstellen, daß diese Querfaltung bereits bestanden hat, als die rheinische Faltung einsetzte und dem Benther Gebirge seine heutige Struktur verlieh.

Ob die Verhältnisse am Sarstedter Salzpfeiler, der, äußerlich betrachtet, in gleichem Sinne wie der Benther verläuft, anders liegen, das läßt sich auf Grund der Haarmannschen Darstellung allein, die nur einzelne kleinere Abschnitte der Salzlagerstätten behandelt, nicht sagen. Aber wir wollen einmal die Deutung Haarmanns als richtig voraussetzen, so lassen sich daraus noch immer keine allgemeinen Schlüsse auf eine grundsätzliche Altersverschiedenheit der beiden tektonischen Richtungen ableiten. In derselben älteren Phase, in der am Sarstedter Salzhorst die herzynische Faltung wirkte, kann an anderen Stellen dafür die rheinische Faltung vorgeherrscht haben, und umgekehrt dieselbe jüngere Phase, die am Sarstedter Salzstock zu rheinischen Dislokationen führte, kann anderswo in herzynischem Sinne verlaufen sein. Das zeigt uns doch zur Evidenz das Verhalten der beiden Störungsarten im großen betrachtet.

Und daß dem so ist, daß tatsächlich die herzynischen und rheinischen Störungen sich dem Alter nach nicht trennen lassen, dafür sprechen die Folgerungen des Herrn HAARMANN selbst, die er aus dem wechselseitigen Verhalten der beiden Dislokationen an einer Reihe von nordhannoverschen Salzstöcken zieht und die letzten Endes in der Aufstellung besonderer „tektonischer Tiefenstufen" gipfeln. HAARMANN nimmt nämlich zugleich unter Bezugnahme auf die Beobachtungen STIERS am Benther Salzhorst an, daß die Äußerungen der herzynischen Druckkräfte vorherrschend an die oberen, die der rheinischen vorherrschend an die unteren Teufen des Salzgebirges gebunden sind und zieht daraus den Schluß, daß die beiden Zusammenschübe auch dem Alter nach getrennt seien, d. h. daß der die tiefer liegenden Schichten erfassende rheinische Druck der jüngere und der die höher liegenden Schichten erfassende herzynische Druck der ältere sei. Ich setze nun diese Folgerungen HAARMANNS fort und behaupte, daß, die Richtigkeit derselben vorausgesetzt, die herzynische Richtung als die ältere dann erst recht natürlich in den Schichten des Deckgebirges vorherrschen muß. Aber gerade das Gegenteil ist der Fall. Die Faltung des Deckgebirges ist sowohl beim Benther als auch beim Sarstedter Salzhorst in ausschließlich rheinischem Sinne erfolgt, die also der Beweisführung HAARMANNS gemäß dann älter sein müßte als die herzynische Faltung des Salzgebirges. Man sieht daraus, zu welchen Widersprüchen die HAARMANNsche Deduktion führt. Aber ganz abgesehen davon, ich kann überhaupt die Bedeutung der „tektonischen Tiefenstufen" nicht anerkennen, denn die Teufenunterschiede innerhalb des aufgeschlossenen Salzkörpers sind doch zu unwesentlich gegenüber der gewaltigen Mächtigkeit des bei der Faltung das Salz noch überlagernden mesozoischen und evtl. tertiären Deckgebirges, um in so verschiedenem Sinne gewertet zu werden.

Ich kann nach alledem nicht einsehen, daß die Verhältnisse an der Sarstedter Salzlinie aus dem gewöhnlichen Rahmen herausfallen und HAARMANN zu einer Bekämpfung unseres Standpunktes über die Gleichzeitigkeit der herzynischen und rheinischen Faltungserscheinungen berechtigen. Und eine besonders schöne Bestätigung dessen gibt uns gerade die Sarstedter Salzlinie durch ihre Fortsetzung in südlicher Richtung. Wir sehen nämlich an Hand der STILLEschen Übersichtskarte, daß diese Linie über die Marienburg bei Nordstemmen noch im gleichen rheinischen

Sinne weiterläuft, dann aber bei Elze etwa allmählich in die herzynische Richtung umlenkt und zu der Achse des herzynisch streichenden Leinetalsattels wird, der im Kern in ungefähr der gleichen Tiefenregion ebenfalls Zechsteinsalze führt, also den gleichen Effekt der Hebung erkennen läßt und uns das bekannte Bild des gleichmäßigen Überganges der einen in die andere Richtung besonders klar veranschaulicht.

Wir halten also daran fest, daß eine grundsätzliche Altersverschiedenheit zwischen den herzynischen und rheinischen Störungen nicht besteht, daß höchstens bei der einen oder anderen Phase der saxonischen Gebirgsbildung die eine der beiden Richtungen lokal oder selbst regional bevorzugt werden kann, wie das besonders instruktiv die Verhältnisse in Niederhessen und im Lahngebiet zeigen, wo tatsächlich die jungtertiären gebirgsbildenden Bewegungen und Eruptionen vorherrschend auf den alten Brüchen rheinischer Richtung stattfanden.

Ja, selbst in der diluvialen Zeit sehen wir die Krustenbewegungen sich noch in beiderlei Richtung vollziehen. In unserem hessisch-hannoverschen Berglande speziell treten sie nur in sehr geringem Umfange auf, so im westlichen und nordwestlichen Vorlande des Harzes, bei Northeim im Leinetal und bei Hameln im Wesertal[22]), und lassen, soweit man überhaupt nach ihrem spärlichen Auftreten urteilen kann, eine Bevorzugung der rheinischen Richtung erkennen, woraus schon früher v. Koenen[23]) auf ein diluviales, und zwar nach ihm „postglaziales" Alter gewisser Nordsüdstörungen schloß.

Weit besser aber können wir das Verhalten der diluvialen Verwerfungen am Niederrhein studieren, wo speziell die niederrheinische Bucht nach den Untersuchungen von Wunstorf, Fliegel u. a. ein stark zerstückeltes diluviales Schollengebirge darstellt, d. h. ein Schollengebirge, an dem die bereits mit der variskischen Faltung einsetzenden Bewegungen auch während des nachfolgenden Mesozoikums

---

[22]) Grupe, Über diluviale Gebirgsstörungen im hannoverschen Berglande und zur Frage der diluvialen Hebung des Harzes. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1915, S. 374 ff.

[23]) v. Koenen, Über postglaziale Dislokationen. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1886, S. 1 ff.

—, Über Dislokationen westlich und südwestlich vom Harz. Ebenda f. 1884, S. 44 ff.

und Tertiärs wiederholt stattgefunden und in besonders intensiver Weise sich bis in die Diluvialzeit hinein fortgesetzt haben[24]). Für unsere Frage von Bedeutung ist nun aber die Richtung der diluvialen Störungen, und da zeigt uns die von Wunstorf entworfene Übersichtskarte, daß die weit vorherrschende Richtung die herzynische ist, neben der sich lokal — so z. B. im Schollengebirge von Erkelenz — noch eine ostwestliche bemerkbar macht, während Brüche, die in ausgesprochen rheinischem Sinne verlaufen, nur ganz selten zu beobachten sind. Mit anderen Worten: Die maßgebenden Schollenbewegungen in der niederrheinischen Bucht haben sich sogar noch in der diluvialen Zeit auf den alten herzynischen Störungslinien abgespielt. Sie zeigen uns wiederum, daß die herzynischen Störungen gegenüber den rheinischen kein besonders hohes Alter besitzen, vielmehr genau wie diese sogar noch im Diluvium posthum wieder aufreißen können.

Nun ist ohne weiteres zuzugeben, daß es, vom rein theoretischen Standpunkt aus betrachtet, leichter ist, sich die beiden Arten von Dislokationen zeitlich aufeinanderfolgend vorzustellen, weil man zunächst eher geneigt ist, den Druck der jeweiligen Faltung in ein und demselben Sinne wirken zu lassen. Die Vorstellung von der Gleichzeitigkeit der herzynischen und rheinischen Bewegungen erscheint schon weniger schwierig, wenn wir dabei die Stillesche Theorie der Rahmenfaltung zugrunde legen, nach der für die sich innerhalb der Geosynklinalen faltenden mesozoischen und tertiären Sedimente die Lage und Konturen der alten Massen, so der Rheinischen Masse im Westen, der böhmisch-herzynischen Masse mit ihren westlichen Ausläufern, dem Thüringer Wald, Harz und Flechtinger Höhenzug im O, und schließlich der skandinavisch-baltischen Masse im N, richtungbestimmend gewesen sind, wie dies Stille in seinen Arbeiten, auf die ich verweise, des näheren ausgeführt hat[25]). Es ist ohne Zweifel, daß uns die Stillesche Rahmenfaltung die Erscheinung des so mannigfachen Wechsels in der Richtung der saxonischen Elemente ver-

---

[24]) Wunstorf und Fliegel, Die Geologie des niederrheinischen Tieflandes. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., Neue Folge, Heft 67.

[25]) Stille, Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Verein., Hannover, 1910, S. 141 ff.

ständlicher macht. Nur eins erklärt sie uns ohne weiteres nicht, nämlich, daß diese als bestehend angenommenen Konturen der alten Massen selbst in so hervorragendem Maße durch herzynische und rheinische Linien bedingt sind, deren Anlage doch in diesem Falle älter als die saxonische Gebirgsbildung sein müßte.

Dieser letztere Umstand legt uns die Frage nahe, ob denn überhaupt die herzynisch-rheinischen Störungen wirklich selbständige Gebilde der saxonischen Faltung sind. Und in der Tat sprechen sowohl ältere als neuere Untersuchungen in den verschiedenen Teilen Deutschlands dafür, daß die ursprüngliche Anlage dieser Bruch- und Faltungselemente noch viel weiter, bis in die variskische Zeit zurückzureichen scheint. So haben schon früher LOSSEN[26]) und EM. KAYSER[27]) den Oberharzer Gangspalten ein jungpaläozoisches Alter zugeschrieben, während die spätere Ansicht v. KOENENS über ihre tertiäre Entstehung sich nicht hat aufrecht erhalten lassen[28]). Im Saarrevier hält LEPPLA[29]) die z. T. bedeutenderen südost—nordwestlich gerichteten Querbrüche des Rotliegenden ebenso wie die Sattel- und Muldenbildungen für Erzeugnisse einer jungrotliegenden Faltungsphase, die aber auch schon in kulmischer Zeit ihren Anfang genommen haben kann, und am Thüringer Wald, der sowohl durch niederländische als auch herzynische Faltungen und Brüche ausgezeichnet ist, nehmen LIEBE und ZIMMERMANN[30]) für beide Faltungen ein präpermisches Alter an.

Auf diesen Ergebnissen der älteren Autoren fußend und von eigenen analogen Feststellungen im erzgebirgischen Becken ausgehend, hat der uns durch den Krieg leider

---

[26]) LOSSEN, Über den Zusammenhang der Falten, Spalten und Eruptivgesteine im Harz. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1881, S. 1 ff.

[27]) E. KAYSER, Über die Quarzporphyre der Gegend von Lauterberg im Harz. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1880, S. 45 ff.

—, Über das Spaltensystem am Südwestabfall des Brockenmassivs. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1881, S. 452 ff.

[28]) Vgl. E. PHILIPPI, Die präoligocäne Landoberfläche in Thüringen. Diese Zeitschr., 1910, S. 368 ff.

[29]) LEPPLA, Geologische Skizze des Saarbrückener Steinkohlengebietes. Festschrift zum IX. allgemeinen deutschen Bergmannstag, Berlin, 1904, S. 50 ff.

[30]) E. ZIMMERMANN, Erläuterungen zu Blatt Lobenstein, Lieferg. 114, S. 117 ff.

entrissene TH. BRANDES[31]) in einer nachgelassenen Arbeit gewisse herzynische Dislokationen als Bestandteile der jungkarbonischen und unterrotliegenden Faltung in größerem Rahmen behandelt. Auch bei den im Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges (Ruhrgebiet, Sauerland und Lahngebiet) arbeitenden Geologen bricht sich immer mehr die Anschauung Bahn, daß die herzynisch gerichteten Querbrüche in ihrer ursprünglichen Anlage in ursächlichem Zusammenhange mit der variskischen Faltung stehen[31]). Für die oberrheinischen Massive hat erst in jüngster Zeit DEECKE[32]) diese Frage in großzügiger Weise behandelt, indem er in den herzynisch verlaufenden tektonischen Elementen eine bereits im Karbon angelegte herzynische Zerklüftung sieht und bei dem Verlauf der Faziesgrenzen der dyadischen und mesozoischen Sedimente ganz allgemein ein Vorherrschen der herzynischen Richtung nachweist, die in diesem Falle allerdings nicht sowohl durch orogenetische als durch epirogenetische Bewegungen zustande gekommen ist. Als hervorragendes Beispiel für solche älteren epirogenetischen Bewegungen herzynischer Tendenz wäre speziell im niedersächsischen Berglande der niedersächsische Uferrand STILLES zu nennen, der bekanntlich das niederdeutsche Becken mit seinen mächtigen jurassischen und kretazeischen Schichten trennt von der im allgemeinen von diesen Sedimentationen freigebliebenen mitteldeutschen Festlandsschwelle, und der in seinem Verlaufe entlang dem Teutoburger Walde, dem Solling und Harz in so ausgezeichneter Weise die herzynische Richtung erkennen läßt. Unter dem Einfluß der späteren orogenetischen Bewegungen der saxonischen Gebirgsbildung ist dann aus dieser alten Uferlinie der Geosynklinale ein Bruchrand geworden, der sich in die großen Überschiebungen des Harzes, Sollings und Osnings zerlegt.

Das gleiche hohe Alter und die gleiche Posthumität wie den herzynischen dürfen wir vielleicht aber auch den rheinischen Störungen, zum wenigsten einem gewissen Teil derselben zuschreiben. Besonders instruktiv für diese

---

[31]) Vgl. z. B. KRUSCH, Erläuterungen zu Blatt Hagen, Lieferg. 163, S. 57, und Witten, Lieferg. 143, und AHLBURG, Erläuterungen zu Blatt Braunfels, Merenberg und Weilburg, Lieferung 208, sowie nach freundlicher Mitteilung von Herrn PAECKELMANN.

[32]) DEECKE, Die Stellung der Oberrheinischen Massive im tektonischen Bau Deutschlands und Mitteleuropas. Diese Zeitschr., 1921, Monatsber., S. 19 ff.

Frage sind die das Schwarzwaldmassiv in Begleitung gleichsinnig verlaufender Ruscheln durchziehenden Granitporphyrgänge, die zum großen Teil durchaus im Sinne des benachbarten Oberrheintalgrabens orientiert sind, also die typische rheinische Richtung aufweisen und die zwar jüngere Nachschübe in dem Granit darstellen, aber auf jeden Fall ein nachweisbar präpermisches Alter besitzen[33]). Und als Beispiele aus dem mitteldeutschen Paläozoikum darf ich nur die in ausgesprochen rheinischer Richtung verlaufenden Siegener Ganggräben DENCKMANNS[34]) nennen, die nach diesem Autor unmittelbar nach der Hauptfaltung zur Mitteldevonzeit entstanden sind, oder die im ostthüringischen Paläozoikum gelegentlich auftretenden nordsüdlichen Eruptivgänge, die wie die zahlreicheren herzynischen nach ZIMMERMANN[35]) ein spätkarbonisches bis frühpermisches Alter besitzen, oder schließlich die bekannte Oderspalte LOSSENS im Harz, die gleich den übrigen meist herzynisch gerichteten Oberharzer Gangspalten ebenfalls in ihrer Bildung bis in die paläozoische Zeit zurückreichen dürfte.

Alle diese Erscheinungen sprechen dafür, daß die herzynischen und rheinischen Störungen nicht nur keine grundsätzliche Altersverschiedenheit innerhalb der saxonischen Gebirgsbildungsepoche erkennen lassen, sondern großenteils in ihrer ursprünglichen Anlage noch über dieses Alter hinausreichen, d. h. zum Teil bereits bei den verschiedenen Phasen der variskischen Faltung mitentstanden sind, und es erhält durch diese Tatsachen ohne Zweifel DEECKES[36]) „Grundgesetz der Gebirgsbildung“ eine starke Stütze, das die niederländischen, herzynischen und rheinischen Strukturelemente ganz allgemein als gleichwertige Teile eines alten Zerklüftungs- bzw. Faltungssystems der Erdrinde ansieht, an dem unter der Einwirkung der verschiedenen Gebirgsbildungsprozesse teils gleichmäßig, teils unter Bevorzugung der einen oder anderen Richtung neue Bewegungen und Verschiebungen sich vollziehen.

---

33) Vgl. DEECKE, Geologie von Baden, S. 130 ff. u. 653 ff.

34) DENCKMANN, Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge. Archiv f. Lagerstättenforschung d. Preuß. Geol. Landesanst., Heft 6.

35) Vgl. Erläuterungen des Blattes Lobenstein und Hirschberg, Lieferg. 114.

36) Neues Jahrb. f. Min., 1908 und 1910.

An der Besprechung beteiligen sich die Herren Haarmann, Wunstorf, Philipp, Seidl, Pompeckj und der Vortragende.

Herr **ERICH HAARMANN** macht folgende Bemerkungen zu Herrn O. Grupes Vortrag

Über das Altersverhältnis der herzynischen und rheinischen Dislokationen.

(Mit 2 Textfiguren.)

Herr Grupe hat mit seinen Ausführungen ein Thema behandelt, das schon öfter zu Meinungsverschiedenheiten zwischen Geologen geführt hat. Es ist eine merkwürdige Tatsache, daß sich viele Geologen mit einer Erklärung von Faltenvergitterung durch wiederholte, also verschiedenzeitliche, Störungsvorgänge nicht befreunden können. Wenn es mir bisher durch Wort und Schrift[1]) nicht gelungen ist, zu einer Einigung mit dem Herrn Vortragenden zu gelangen, so wird eine solche auch in dem engbegrenzten Rahmen einer Diskussion nicht erzielt werden können. Ich kann nicht auf all die vielen Anregungen eingehen, die Herr Grupe dankenswerterweise gegeben hat, sondern muß mich auf wenige Bemerkungen beschränken.

Mir ist natürlich bekannt, daß v. Koenen von ganz anderen Grundlagen für seine Auffassung des Altersverhältnisses der herzynischen und rheinischen Störungen ausgegangen ist, als ich. Immerhin bin ich zu demselben Ergebnis gekommen, wie er, daß nämlich die hauptsächlichsten „herzynischen" Störungen älter sind als die „rheinischen". Deshalb hielt ich mich für verpflichtet, hervorzuheben, daß v. Koenen diese Auffassung ausgesprochen habe, ohne mir seine Gründe dafür zu eigen zu machen.

v. Koenen dachte — wie ich annehme —, wenn er von Störungen oder Dislokationen sprach, in erster Linie an Spalten und Verwerfungen, wie dies ja heute noch bei Bergleuten vielfach üblich ist[2]). Demgegenüber muß ich daran festhalten, unter Störungen und Dislokationen

---

[1]) Besonders diese Zeitschrift 72, 1920, Abhandl., S. 218 ff.

[2]) Vgl. Heise-Herbst, Bergbaukunde I, 4. Aufl., 1921, S. 19. Dort: „Zerreißungen der Gebirgsschichten" = „Störungen". Ebenso bei K. Lehmann, Das tektonische Bild des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges, Glückauf 1920, S. 1 f.

alle Lagerungsstörungen zu verstehen, von welchen die Gesteine betroffen wurden. Aus diesem Grunde erachte ich nicht — wie dies ursprünglich der Fall war und wie es auch wohl der Herr Vortragende tut — die Richtung einer Störung als ausschlaggebendes Kriterium für ihre Zugehörigkeit zu den herzynischen oder zu den rheinischen Störungen. Maßgebend für die Unterscheidung ist lediglich die Bewegungsrichtung des Gebirges, welche bei Bildung der herzynischen Störungen etwa nordöstlich bis nördlich, der rheinischen ostsüdöstlich (bzw. entgegengesetzt?) war. Ob man die Bezeichnungen „herzynisch" und „rheinisch" in meinem Sinne, also nicht in ihrer ursprünglichen Bedeutung als nur richtungsbezeichnend, verwenden darf oder nicht, weil möglicherweise dadurch Verwechslungen entstehen könnten, lasse ich hier unerörtert.

Die Richtung der Störungen, welche durch herzynische und rheinische Bewegungen entstehen können. lassen sich schematisch in nebenstehender Weise angeben, wobei die zu den Kompressionsstörungen gehörige Schieferung wegen ihrer geringen Bedeutung für die postpaläozoischen Schichten Norddeutschlands weggelassen wurde.

Die Angaben über die Kompressionsstörungen bedürfen an sich keiner Erläuterung. Wichtig aber ist, daran zu erinnern, daß die durch „rheinischen Druck" entstehenden, also in meinem Sinne auch als rheinisch zu bezeichnenden Geschiebe (Horizontalverschiebungen) „herzynische" Richtung haben. Die Tatsache, daß wir in herzynisch streichenden Schichten ebenso streichende Geschiebe finden, ist eine der Beobachtungen, welche die Annahme wiederholter Störungsvorgänge erzwingen: es ist nicht möglich, daß gleichzeitig Falten und ebenso wie diese streichende Horizontalverschiebungen entstehen. Wenn man weiter herzynisch streichende Schichten von rheinischen Falten und Überschiebungen[3]) durchsetzt findet, so wird dadurch die Auffassung verschiedenzeitlicher Entstehung dieser herzynischen und rheinischen Störungen nur bestätigt. Daß bei Faltendurchkreuzung die herzynische Richtung in die rheinische umbiegt, ist selbstverständlich und kann nicht für gleichzeitige Entstehung beider Faltungen geltend gemacht werden, wie

---

[3]) E. Haarmann, Die Ibbenbürener Bergplatte, ein „Bruchsattel", Branca-Festschrift 1914, S. 348.

dies immer wieder geschieht und es Herr GRUPE besonders mit Hinweis auf die Tektonik des Benther Salzstocks tat.

Der Vortragende hat dann ausgeführt, die rheinische Richtung der den Benther Salzstock am Tage begleitenden jüngeren

	Ungefähre Richtung der herzynischen Störungen	Ungefähre Richtung der rheinischen Störungen
Bewegungsrichtung		
	I Kompressionsstörungen	
Falten Überschiebungen Geschiebe		
	II. Zerrungsstörungen	
Sprünge u. Spalten: im Kompressionsgebiet im Hanggebiet im Randgebiet		

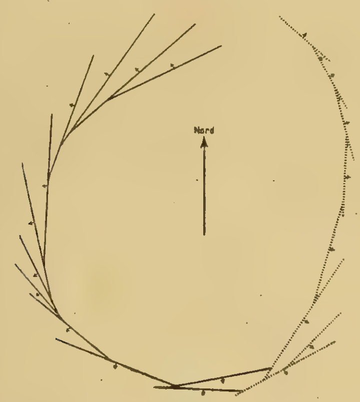
Schichten beweise, daß der rheinische Druck auch die oberen Teufen erfaßt habe. Auch ich bin durchaus dieser Meinung. Die jüngere rheinische Faltung hat, wo sie kräftig genug war, den Umriß des Salzgebirges und das Streichen der jüngeren Schichten maßgebend zu beeinflussen, wie dies beim Benther Salzstock der Fall ist, natürlich auch das gesamte Salzgebirge betroffen. Dagegen findet sich dort, wo die oberen Teufen keine, oder jedenfalls sehr geringe

Spuren rheinischer Pressung zeigen, erst tiefer ein Umbiegen in die rheinische Richtung. Beispiel: Rössing—Barnten. Bei genügender Intensität rheinischen Drucks kann die herzynische Faltung stark verwischt werden. Ihre alsdann gegenüber den rheinischen Falten geringe Bedeutung kann aber nicht als Beweis dafür angeführt werden, daß die herzynische Richtung jünger als die rheinische ist, wie dies für den Benther Salzstock behauptet wurde.

Was die Zerrungsstörungen angeht, so habe ich früher wiederholt darauf hingewiesen, daß bei Faltung Dehnungsquerstörungen entstehen können. Das Streichen dieser gleichzeitig entstandenen Störungen, der Falten und der Sprünge, ist also quer zueinander gerichtet. Sodann finden wir im Hanggebiet der Senke, gegen deren Tiefstes nach meiner Ansicht die Bewegung der Schichten erfolgt ist, streichende Dehnungsstörungen. Zu diesen gehören die streichenden Sprünge am Deister, die auch mir von Untersuchungen dortiger Kohlenvorkommen bekannt sind. Die Schiefstellung der Schichten und das Klaffen der Spalten entspricht der Lage am Beckenrande; es muß daher — im Rahmen meiner Auffassung — als abwegig erscheinen, wenn Herr Grupe aus der Neigung der Schichten den Kompressionsbetrag und aus dem Klaffen der Spalten, bzw. dem Verwurf der Sprünge das Maß der Zerrung berechnet und zu dem Ergebnis kommt, daß die Zerrung nur 50% der Kompression ausmacht und also auch hier Zusammenschub der die Tektonik beherrschende Faktor sei. Ähnliche Längssprünge kenne ich aus dem Wiehengebirge, vom Hüggel und vielen anderen Stellen. Immer zeichnen sie sich (in genügender Teufe) durch starke Wasserführung aus.

Endlich die Spalten und Sprünge im weiteren Randgebiet der Senken: sie können, wie ich mich ausgedrückt habe, „die allerverschiedensten Richtungen" haben. Hier ist das Gebiet, wo ein block- oder schollenartiger Zerfall stattfinden kann, und es ist klar, daß die Spalten und Gräben, welche die Blöcke oder Schollen umgrenzen, einander nicht verwerfen oder abschneiden; sie stoßen winklig zusammen oder gehen ineinander über. Die Feststellung dieser letzten Tatsache, auf die ich selbst genügend hingewiesen zu haben glaube, kann unmöglich gegen meine Auffassung verschiedenzeitlicher Entstehung herzynischer und rheinischer Störungen (in meinem Sinne) angeführt

werden; sie steht in keiner Weise mit ihr in Widerspruch. Gerade diesen Punkt aber hat Herr GRUPE als wichtigsten Einwand gegen mich vorgebracht. Aus diesem Grunde darf ich vielleicht nochmals darauf hinweisen, daß gleichzeitige Dehnungsstörungen verschiedenster Richtung seit langem bekannt sind, so beispielsweise in Ganggebieten. DENCKMANN unterschied im Siegerlande ein älteres und ein jüngeres Gangsystem und gab von den in diesen auftretenden Streichrichtungen ein anschauliches Schema, das ich nachstehend wiedergebe. Daraus ist ersichtlich, daß



Streichen und Fallen der beiden Gangsysteme des Siegerlandes. Nach DENCKMANN.

pie Gänge des älteren Systems, die Westverflächer, in allen Richtungen, von hora 1 bis 12 streichen können und auch die Spalten des jüngeren Systems sehr verschiedenartiges Streichen besitzen.

Herr GRUPE verlangte, daß, wenn meine Auffassung verschiedenzeitlicher Bildung herzynischer und rheinischer Störungen richtig wäre, ich dann auch in der Lage sein müsse, anzugeben, daß in der einen Dislokationsphase nur herzynische, in der anderen nur rheinische Störungen gebildet worden wären. Eine solche Forderung ist aber aus meiner Auffassung keineswegs abzuleiten. Es ist zwar möglich, daß man bei fortschreitender Forschung den einzelnen Dislokationsphasen nur herzynische oder nur rheinische Störungen wird zuteilen müssen. Für wahrscheinlich halte ich dies freilich nicht. Wenn nämlich meine Vermutung zutrifft, daß sich kreuzende Zusammenschübe in genetischem Zusammenhang stehen, möchte ich

eher annehmen, daß sie zeitlich nicht weit auseinander liegen. Beide würden also dann in einer Dislokationsphase liegen, die ja, wie die Untersuchungen immer mehr zeigen, keineswegs als zeitlich eng begrenzt angenommen werden dürfen und in denen Zeit genug für mehrere Dislokationsvorgänge war.

Der in solchen Phasen sich zeigende Rhythmus bildet sich im Rahmen meiner Auffassung bei dem Auf und Ab der Rindenschollen durch Umkehr von Hebung und von Senkung, also in ganz anderer Weise, als etwa STILLE sich ihr Zustandekommen vorstellt.

Herr GRUPE hat daran erinnert, daß die herzynische und die rheinische Richtung schon im Untergrund der mesozoischen Schichten angelegt gewesen seien. Dadurch wird aber die Gleichzeitigkeit herzynischer und rheinischer Störungen bei Wiederbelebung der Gebirgsbewegungen nicht wahrscheinlich gemacht. Ja, selbst Zerrungsstörungen, die — wie oben hervorgehoben — ihrer Natur entsprechend oft gleichzeitig in verschiedenen Richtungen entstehen können, halten sich unter Umständen an nur e i n e Bruchrichtung: so spricht z. B. die entschiedene Bevorzugung rheinisch gerichteter Spalten durch die Basalte durchaus dafür, daß zur Zeit ihres Empordringens im wesentlichen nur rheinisch streichende Spalten wieder aufgerissen sind.

Herr GRUPE könnte aber die Auffassung vertreten, daß, wenn durch e i n e n Dislokationsvorgang, wie er annimmt, herzynische u n d rheinische Störungen entstehen, es ja alsdann nicht verwunderlich sein kann, daß durch Wiederholung solcher Vorgänge auch einmal herzynisch gestörte Schichten von späteren rheinischen Dislokationen betroffen werden und demgemäß der Nachweis jüngerer rheinischer Störung schon herzynisch dislozierter Schichten nicht generell das Altersverhältnis herzynischer und rheinischer Störungen erweisen könne. Demgegenüber müßte ich sagen, daß ich an keiner Stelle, wie es doch dann wenigstens irgendwo der Fall sein müßte, herzynische und rheinische Überschiebungen und Geschiebe als gleichzeitig ansehen kann, wodurch nahegelegt wird, dasselbe auch für die Falten beider Dislokationsarten anzunehmen, soweit dies nicht schon zwingend aus den örtlichen Verhältnissen auch für diese Kompressionsstörungen hervorgeht. Die mit dem Zusammenschub nach meiner Ansicht als Kompensation sich bildenden Dehnungsstörungen haben natürlich dasselbe Alter wie dieser, bei ihnen ist es aber manch-

mal auf engerem Gebiet schwerer, ein Kriterium für ihre Zugehörigkeit zu den herzynischen oder rheinischen Störungen zu finden, nämlich eben dann, wenn durch einen Dislokationsvorgang Schollenzerfall an verschieden gerichteten Spalten und Sprüngen hervorgerufen worden ist.

Herr GRUPE sagte, es sei einigermaßen schwierig, sich die gleichzeitige Bildung herzynischer und rheinischer Störungen vorzustellen, und auch ich meine, daß es viel leichter ist, sich die Bildung von Störungen, welche auf quer zueinander gerichtete Gebirgsbewegungen zurückgehen, als nacheinander entstanden zu denken. Sicher ist jedenfalls, daß alle die Erscheinungen, die Herr GRUPE durch einmalige Dislokationsvorgänge gebildet wissen will, ebenso durch wiederholte Störungen entstehen müssen und daß dabei auch das Ineinanderübergehen der einen in die andere Richtung auftreten muß. Wenn also Herr GRUPE — entgegen meiner Auffassung — die in Betracht kommenden Erscheinungen durch nur einen Störungsvorgang hervorgerufen glaubt, so vermisse ich den Nachweis, daß sie eben durch eine solche und nicht durch Dislokationswiederholung entstanden sind. Mit STILLE meinte Herr GRUPE, daß die Vorstellung gleichzeitiger Bildung der beiden Störungsarten durch Annahme von Rahmenfaltung ermöglicht würde. STILLE schreibt, es wäre „ein gewisses gleichzeitiges Eintreten dieser Vorgänge ganz selbstverständlich, wenn man die Kontraktionstheorie zugrunde legt". Selbst wenn es aber die Kontraktionstheorie, die ich ablehne, erfordert, „daß die Summe der Zusammenschübe in meridionaler Richtung gleich der Summe jener in äquatorialer ist" (F. M. STAPFF, 1879), so zwingt sie doch keineswegs zur Annahme der Gleichzeitigkeit dieser Zusammenschübe. Trotzdem erscheint es mir gewiß, daß eine Einigung über die diskutierten, wie über so viele andere tektonische Fragen nicht erreicht werden wird, bevor Klarheit über die Grundlagen der Gebirgsbildung geschaffen worden ist.

Herr K. KEILHACK trug unter

Vorlegung einer neuen geologischen Karte der Provinz Brandenburg im Maßstabe von 1:500000

folgendes vor:

Die vorliegende Karte, die von der Geologischen Landesanstalt als erste einer geplanten Reihe von Provinz- und

Länderkarten herausgegeben wird, umfaßt ein Gebiet von 1300 Quadratmeilen oder 72 800 qm, enthält die Provinz Brandenburg vollständig und infolge ihrer rechteckigen Begrenzung große Teile von Freistaat und Provinz Sachsen, vom Freistaat Mecklenburg und von den Provinzen Pommern, Westpreußen, Posen, Schlesien und Hannover. Sie umfaßt damit ein Drittel des gesamten norddeutschen Flachlandes; Magdeburg, Stettin, Filehne und Senftenberg bezeichnen von bekannten Orten die Ausdehnung der Karte nach den vier Himmelsrichtungen. Für den größeren Teil der Karte lagen bereits Aufnahmen der Geologischen Landesanstalt vor, aber von sehr ungleichem Werte, da ein Teil der Blätter bereits vor Annahme der Inland-Eistheorie aufgenommen war, ein anderer Teil, bevor wir Kenntnis von dem Vorhandensein von Endmoränen, Osern und ähnlichen Bildungen hatten, und ein weiterer Teil, bevor planmäßig in den Veröffentlichungen der Geologischen Landesanstalt morphologische Gesichtspunkte Berücksichtigung fanden. So galt es, zur Herstellung eines gleichmäßigen Kartenbildes nicht nur die unerforschten Gebiete planmäßig zu begehen, sondern auch große bereits aufgenommene Flächen nach neueren Gesichtspunkten zu überprüfen. Ganz neu bearbeitet sind von mir folgende Gebiete:

1. Die südliche Neumark zwischen Oder und Warthe, östlich der Linie Reppen—Zielenzig. Hier ergaben sich glaziale Landschaften von zum Teil hervorragender Schönheit mit gewaltigen Endmoränenzügen, mit Tonstaubecken hinter und Sandebenen vor der Endmoräne, zahlreiche Oser, die sich südlich Topper zu einer auffallenden Oslandschaft scharen, weite terrassierte Aufschüttungsebenen mit zahllosen Eisschmelzkesseln. Besonders die Umgebung von Meseritz bietet modellartig schöne Bilder glazialer Morphologie und enthält auf engem Raume eine Fülle glazialer Landschaftsformen.

2. Ein weiteres unbekanntes Gebiet lag zwischen Lübben, Fürstenwalde, Frankfurt a. O. und Guben, um die Städte Grunow, Beeskow und Lieberose herum.

3. Unbekannt war ferner das Viereck zwischen den Städten Guben, Weißwasser, Sagan und Rothenburg;

4. desgleichen der größte Teil des Flämings zwischen Wittenberg und Kottbus; und endlich

5. ein großes Gebiet in der nördlichen Altmark und der nordwestlichen Priegnitz. Auch einige Streifzüge in das

mecklenburgische Grenzgebiet waren trotz Vorliegens einiger GEINITZscher Übersichtskarten im Interesse einheitlicher Darstellung erforderlich.

Von allen diesen Gebieten im Gesamtumfange von 220 Meßtischblättern oder 500 Quadratmeilen liegen deshalb hier zum erstenmal geologische Kartenbilder vor.

Die Karte ist, wie schon die 48 Farbenschilder erkennen lassen, von denen 6 auf das Paläozoikum, 10 auf das Mesozoikum, 3 auf das Tertiär und 29 auf das Quartär entfallen, sehr eingehend gegliedert, und zwar sowohl petrographisch als auch stratigraphisch und morphologisch. In den älteren Formationen sind die üblichen Hauptstufen, wie Oberer, Mittlerer und Unterer Muschelkalk unterschieden, im Tertiär nur Oligocän, Miocän und Pliocän. Letzteres erscheint zum erstenmal in einer norddeutschen Übersichtskarte in größerer Fläche bei Sommerfeld, wo pliocäne Tone, Quarzkiese und allochthone Torflager mit zahllosen Koniferenzapfen jungtertiären Gepräges auftreten. Bei der Darstellung des Quartärs mußten alle drei Gesichtspunkte zur Verwendung gelangen. Eine Nichtberücksichtigung des petrographischen Aufbaus der glazialen Bildungen würde zu einer der alten LEPSIUSschen ähnlichen Darstellung, d. h. zu einer Gliederung ausschließlich in Hochflächen, und Tälern geführt haben. Deshalb wurde petrographisch unterschieden:

Im Alluvium Flugsand, humose, sandige und tonige Bildungen,

im Diluvium Blockpackungen, Kiese und Sande, Tone und Mergelsande, Geschiebemergel und Löß.

Stratigraphisch wurden unterschieden:

Bildungen der drei Eiszeiten und der beiden Interglazialzeiten.

Morphologische Darstellungen beziehen sich auf Moränenlandschaften, Kessellandschaften, Tal- und Staubeckenbildungen mit ihren Terrassen, auf Endmoränen in zwei Ausbildungsformen und auf Oser.

Die kuppige Moränenlandschaft ist durch weite, schräge Schraffierung kenntlich gemacht, gleichgültig, ob sie sich in Grundmoränen- oder in Sand- und Kiesgebieten befindet. Die zusammenfassende Darstellung hat ergeben, daß sich diese eigenartige Landschaftsform vom Südrande des Verbreitungsgebietes der letzten Eiszeit überall ziemlich gleichmäßig 100 km entfernt hält und daß sie südlich vom Berliner Haupttal überhaupt fehlt. Ihr Hauptverbreitungsgebiet

besitzt sie im Anschluß an die baltische Endmoräne, die sie ununterbrochen von Jütland bis Masuren begleitet. Die erstmalig versuchte Abgrenzung der Moränenlandschaft hat zu einem interessanten Ergebnis geführt. Diese auffällige Landschaftsform meidet die Nähe der alten nordsüdlichen Schmelzwassertäler und tritt immer erst in 2—6 km Abstand von den Rändern derselben auf. Dies läßt sich beobachten an den Tälern der Tollense, der Ücker, Randow, Oder und Plöne. Diese Gesetzmäßigkeit muß zukünftig bei jedem Versuch einer Erklärung der Entstehung der Moränenlandschaft im Auge behalten werden.

Südlich von der baltischen Endmoräne tritt die Moränenlandschaft sehr zurück und beschränkt sich auf den Südrand des Warthetales, ein Gebiet bei Müncheberg und südlich von Freienwalde und auf das mecklenburgisch-preußische Grenzgebiet von Templin bis Grabow.

Auch rücksichtlich der Oser hat die Übersichtskarte interessante statistische Ergebnisse geliefert. Diese Bildungen erscheinen in der Karte in der Zahl von 322, wobei, um Willkürlichkeiten zu vermeiden, jedes selbständige Teilstück eines Oszuges für sich gezählt ist. Von ihnen liegen südlich des Glogau—Baruther Urstromtales 13, 1 auf 13 Meßtischbl., zwischen Glogau—Baruther und Warschau—Berliner Urstromtal 23, 1 auf 4 Meßtischbl., zwischen Warschau—Berliner und Thorn—Eberswalder Urstromtal 59, 1 auf 1,8 Meßtischbl., zwischen letzterem und der baltischen Endmoräne 63, 1 auf 2,2 Meßtischbl., und nördlich der baltischen Endmoräne endlich 171, 1 auf 0,6 Meßtischbl. Von diesen liegen innerhalb der Moränenlandschaft 27 und außerhalb derselben 144. Aus diesen Zahlen lassen sich einige allgemeine Schlüsse ableiten. Die Zahl der Oser nimmt von den zentralen nach den peripherischen Teilen der Verbreitungsgebiete des letzten Inlandeises rasch ab. Sodann treten die Oser in der Moränenlandschaft stark zurück. Da sie höchstwahrscheinlich im toten Eise entstanden sind, so dürfen wir daraus schließen, daß die Moränenlandschaften in der Hauptsache ein Erzeugnis sehr aktiven, lebenden, in Bewegung befindlichen Eises sein müssen.

K e s s e l e b e n e n, d. h. mit zahlreichen abflußlosen Becken durchsetzte Sandebenen finden sich vorzugsweise in den Sanderflächen und geben sich dadurch ebenfalls als Erzeugnisse toten Eises zu erkennen. Darum ist auch das Zusammenvorkommen von Osern und Kesselebenen, wie nördlich von Rothenburg a. O., nicht auffällig. Nur die

größeren Kesselebenen sind in der Karte ausgeschieden, und auch diese nur da, wo die Kessel in besonderer Häufung auftreten.

Unter den Endmoränen der letzten Eiszeit sind Blockpackungen von den im wesentlichen von Sand und Kies aufgebauten Endmoränen durch verschiedene Farben unterschieden. Dabei hat es sich gezeigt, daß die wichtigste und ausgedehnteste Blockpackungsmoräne diejenige ist, die die baltische Moränenlandschaft im Süden begrenzt und daß außer ihr nur noch ein einziger Endmoränenzug vorhanden ist, der wenigstens zum großen Teil aus Blockpackungen besteht, nämlich derjenige des Flämings und seiner östlichen Fortsetzung, des Niederlausitzer Grenzwalles, während alle zwischen beiden liegenden Endmoränen vorwiegend der Gruppe der Sand- und Kiesmoränen angehören. Da nun unzweifelhaft zur Bildung eines Blockwalles eine erheblich längere Zeitdauer der Stillstandslage erforderlich ist als für die Aufschüttung einer sandigen oder kiesigen Endmoräne, so darf man daraus schließen, daß die beiden Stillstandslagen des Eises in seiner südlichsten Randlage und auf dem baltischen Höhenrücken die beiden wichtigsten und am längsten dauernden gewesen sein müssen.

Zu den morphologisch bemerkenswerten Bildungen gehören noch die diluvialen Tal- und Beckenausfüllungen. Ihre besonders in der östlichen Hälfte des Blattes reiche Terrassengliederung ist durch Numerierung der einzelnen Talstufen mit den Zahlen 1—4 zum Ausdruck gebracht worden. Auch innerhalb der Sanderflächen, in Staubecken und in den Tälern der südlichen Gebirgsflüsse auftretende auffällige Terrassenlinien sind durch eine grüne Kammlinie in der Karte kenntlich gemacht worden.

In stratigraphischer Beziehung endlich ist bemerkenswert, daß in dieser Karte zum erstenmal der Versuch gemacht worden ist, die Südgrenze der Ablagerungen der letzten Eiszeit flächenhaft zur Darstellung zu bringen und zwar ist diese Grenze hier gezogen auf einer Linie von über 300 km Länge von Magdeburg bis Sagan. Sie verläuft aus der Gegend von Neuhaldensleben in nordöstlicher Richtung bis zum Elbetal, biegt dann scharf nach Südosten um und folgt der südlichen Abdachung des Flämings bis in die Gegend von Sorau und Sagan. Auch innerhalb des Gebietes der Ablagerungen der vorletzten Vergletscherung ist die petrographisch-morphologische Gliederung durchgeführt

worden: die petrographische in völliger Übereinstimmung mit den Ablagerungen der letzten Eiszeit, die morphologische durch Darstellung von Endmoränen und Sanderflächen der vorletzten Eiszeit.

An der Besprechung beteiligen sich die Herren Beyschlag, Werth und Pompeckj.

Herr **E. WERTH** bemerkt zu dem Vortrage des Herrn Keilhack: Ich darf mir erlauben, daran zu erinnern, daß ich vor etwa zehn Jahren auf das in der vorliegenden Karte neu aufgenommene (pflanzenführende) Pliocän von Sommerfeld aufmerksam gemacht habe und daraus eine mir besonders interessant erscheinende — bis dahin wohl aus dem älteren Diluvium, aber nicht aus dem Tertiär bekannte — Art: *Dulichium vespiforme*, näher behandelt habe (Ber. d. Deutsch. Botan. Ges., Bd. 31, 1913, S. 346 ff.).

Herr **WUNSTORF** legt vor die Arbeit von P. Pruvost **„La faune continentale du terrain houiller du Nord de la France"** und weist auf die große Bedeutung dieser Arbeit für die Paläontologie der Süßwasserfauna auch der deutschen Steinkohlenbezirke hin.

v. w. o.

Pompeckj. Janensch. Bärtling.

Protokoll der Sitzung vom 1. Februar 1922.

Vorsitzender: Herr Pompeckj.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung, daß die Gesellschaft die Mitglieder:

Herrn Bergwerksdirektor Friedrich Springorum, Berlin-Grunewald, und

Herrn Geheimen Bergrat Dr. Schumacher, Landesgeologe im Elsaß (Mitglied seit 1880),

durch den Tod verloren hat. Er widmet ihnen Worte des Gedenkens.

Die Versammlung erhebt sich zu Ehren der Verstorbenen.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Kaliwerk Prinz Adalbert A.-G. in Liqu. in Oldau, Post Winsen (Aller),

Kaliwerk Steinförde, A.-G., in Steinförde, Post Wietze (Aller),

Gewerkschaft Siegfried I in Vogelbeck bei Salzderhelden,

vorgeschlagen von den Herren STILLE, DIETZ sr. und DIETZ jr.;

Herr Dozent Dr. B. AARNIO in Helsingfors, Geolog. Kommission,

Herr Geh. Baurat Prof. Dr. FRIEDRICH GERLACH in Berlin-Schöneberg, Hauptstr. 63,

vorgeschlagen von den Herren KUHSE, SONNTAG und STREMME;

Herr Dr. HANS CARL BECKER in Frankfurt a. M., Myliusstr. 49, vorgeschlagen von den Herren BORN und CISSARZ und Frl. EDINGER;

Herr HENRY BLÖCKER in Hamburg 33, Wachtelstr. 2 II, vorgeschlagen von den Herren GÜRICH, WYSOGORSKI und ERNST;

Herr Oberlehrer FRIEDRICH KALLE in Bernburg a. S., Hohe Straße 20, vorgeschlagen von den Herren A. BECKER, BÄRTLING und DIENST;

Hauptverwaltung der Niederlausitzer Kohlenwerke in Berlin, vorgeschlagen von den Herren FRANZ BEYSCHLAG, SELLE und KEILHACK;

Herr Dr. AUGUST MOOS in Tübingen, Waldhäuser Str. 11, vorgeschlagen von den Herren HENNIG, v. HUENE und KESSLER;

Fürst GUIDOTTO HENCKEL-DONNERSMARCK in Berlin W 8, Unter den Linden 1, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, BÄRTLING und DIENST;

Gewerkschaft „Kons. Neue Victoria“ in Kattowitz, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, DIENST und PICARD;

Herr Oberregierungsrat KURT BERNER, Berlin-Wilmersdorf, Paulsborner Str. 69,

Herr stud. geol. WALTER BIESE, Berlin-Rosenthal, Viktoriastr. 26,

vorgeschlagen von den Herren DIETRICH, JANENSCH und POMPECKJ;

Deutsch-Luxemburgische Bergwerks- und Hütten-Aktien-Gesellschaft in Dortmund, Dortmunder Union, vorgeschlagen von den Herren POMPECKJ, DIENST und BÄRTLING.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Der Vorsitzende legt die Neueingänge der Bücherei vor.

Herr ZIMMERMANN I beantragt, die Eingangsworte des Vorsitzenden aus der vorigen Sitzung über die Bestrebungen der Feindländer zur Ausschließung der deutschen Wissenschaft mit in das Protokoll der Januarsitzung aufzunehmen.

Die Versammlung stimmt dem einmütig zu.

Hierauf hält Herr **R. STAPPENBECK** seinen Vortrag **„Über südamerikanische Minerallagerstätten“.**

An der Aussprache beteiligen sich Herr HAARMANN und der Vortragende.

Sodann spricht Herr **AHRENS**[1]) über **„Neue Forschungen über den Gebirgsbau des Taurus und Amanus“.**

An der Aussprache nehmen teil Herr POMPECKJ und der Vortragende.

v. w. o.

POMPECKJ. SOLGER. BÄRTLING.

---

[1]) Der Vortrag erscheint in ausführlicher Form später mit Tafeln in den Abhandlungen.

Briefliche Mitteilungen.

1. Terrestrische Einflüsse bei der marinen Sedimentation und ihre Bedeutung.

Von Herrn E. Wepfer.

Freiburg i. Br., den 20. August 1921.

Nachdem durch Ewald neuerdings[1]) vorzügliche Beobachtungen über den Buntsandstein gemacht worden sind, rundet sich das allgemeine Bild von dessen Entstehung mehr und mehr.

Immer unzweideutiger wird die Anschauung, deren Prinzip zuerst Joh. Walther erkannt hat, daß nämlich, so gut wie in Meeren, auch ganz allgemein auf Kontinenten, — ob mit, ob ohne ständige Wasserbedeckung, — Sedimente sich anhäufen können, eben durch den Charakter der Buntsandsteinformation illustriert.

Was für den Buntsandstein gilt, mag auch für andere Formationen gelten: es ist weniger die Färbung, das Auftreten von mächtigen Sandmassen, auf die in diesem Zusammenhang Wert gelegt wird, — der Schwerpunkt soll nicht auf der Frage liegen, ob hier eine Wüste, oder ein anderes Charaktergebiet geherrscht hat. Im Vordergrund des Interesses sollen vielmehr alle diejenigen Bildungen stehen, die unzweifelhaft beweisen, daß hier keine ständige Wasserbedeckung geherrscht hat: so Fährten, so Trockenrisse, so Dünenbildungen, so jegliche Umlagerung einmal aufgehäuften Schichtmaterials innerhalb einer mehr oder weniger konkordanten Schichtfolge, so auch vielleicht gewisse Fossilanhäufungen.

Wo sie regional verbreitet und immer wieder in verschiedenen Horizonten einer Formation auftreten, wo ferner zeitlich dauernd und regional echt marine Faunen fehlen, da bestimmen jene den Charakter der Ablagerung, so im nichtmediterranen Buntsandstein und Keuper. Ja, selbst einzelne Bänke mit marinen Fossilien, das heißt einzelne

---

1) „Steinbruch". XV. Jahrg. 1920, S. 78 ff., 100 ff., 114 ff.

marine Überflutungen, können daran nichts ändern: das Gesamtbild bleibt dasselbe.

Da nun einmal von den Anhängern der Anschauung, daß der Buntsandstein überwiegend mariner Herkunft sei, begreiflicherweise immer wieder Parallelen mit unzweifelhaft marinen Schichtfolgen hervorgeholt werden, um ihre Auffassung zu stärken, so muß die Frage aufgeworfen werden, in welcher Richtung derartige Vergleichsmomente überhaupt ausgewertet werden dürfen.

Von Kreuzschichtung, die ja auch in rein marinen Schichten, sogar oft mit vielen Versteinerungen vorkommt, — ich erinnere zum Beispiel an die Lothringer Minette —, kann abgesehen werden. Trockenrisse aber, Fährten und Umlagerungen bereits gebildeten Schichtmaterials innerhalb derselben etwa konkordanten Schichtfolge, das heißt vorübergehende Trockenlegungen, finden sich wohl in „marinen" Schichtfolgen, sind aber dort mit Recht immer nur als eine Art Ausnahmen betrachtet worden, die die Regel bestätigen. Diese Ausnahmen dürfen aber nicht herausgegriffen werden, um die Übereinstimmung mit der Bildung von Formationen zu erweisen, in denen sie nicht Ausnahme, sondern Regel sind, ja geradezu den Formationscharakter, wie wir ihn zu erkennen glauben, bestimmen.

Es sei zur Erläuterung einmal der umgekehrte Weg gestattet: vergleiche ich a mit b, so kann ich auch b mit a vergleichen: Beobachtungen über solche Ausnahmen in marinen Schichtserien mögen sich häufen, — das erneute Interesse, das der Sedimentpetrographie seit den anregenden Ausführungen von Andreé entgegengebracht wird, mag hierzu beitragen. Wenn nun auf der einen Seite der Buntsandstein als der Typus einer Ablagerung in einem nicht ständig und gleichmäßig wasserbedeckten Gebiet gilt, so ist es bemerkenswert, wenn Beweise für vorübergehende Trockenlegung auch in Gebieten mariner Sedimentation nachgewiesen werden, in Ablagerungen, über deren Entstehungsweise man sich bislang den Kopf im allgemeinen viel weniger zerbrochen hatte, als über die des bunten Sandsteins.

Wir dürfen den Spieß getrost umdrehen: es ist in neuerer Zeit durch Soergel[2]) in überzeugendster Weise dargetan worden, daß der überwiegendste Teil der fossilen

---

[2]) Das Problem der Permanenz der Ozeane und Kontinente. Stuttgart 1917.

Sedimente nicht am Grunde großer Ozeane entstanden ist, sondern daß sie Absätze von flachen epikontinentalen Meeresteilen darstellen, die von den uralten, permanenten Ozeanbecken aus immer wieder von Zeit zu Zeit vorübergehend über Teile der alten Kontinente übergegriffen haben. Mit dieser Auffassung ist eine ganze Fülle von Fragen gelöst; ich kann nur auf die SOERGELsche Arbeit selbst verweisen. Es wäre damit ein anderer Maßstab an die marinen Ablagerungen zu legen, die fast durchweg unter seichter Wasserbedeckung entstanden sind. Was vorher der Vorstellung die größten Schwierigkeiten machte, nämlich die Annahme von Trockenlegungen in großen Weltmeeren, paßt sich diesem neuen Rahmen mit viel geringerer Mühe, ja zwanglos ein. Ja, der größte Teil des grundsätzlichen Gegensatzes zwischen sog. „kontinental-terrestrischer" und sog. „echt mariner" Schichtbildung scheint mir damit behoben zu sein: beide spielen sich in ein und demselben epikontinentalen Rahmen ab, und dieselben Erscheinungen wiederholen sich hier, wie dort, nur daß im einen Fall die einen, im anderen Fall die andern die Überhand behalten.

Wenn in der Tat in marinen Schichtserien sich Erscheinungen kontinentalen oder — wir dürfen hier mit SOERGEL sagen — „epikontinentalen" Charakters häufen, so sind damit weniger die kontinentalen Züge etwa des Buntsandsteins erklärt, und gewissermaßen gerechtfertigt, sondern umgekehrt: der Charakter gewisser mariner Schichtserien nähert sich mehr und mehr demjenigen der kontinentalen, der „zwischen den Zeilen" herauszulesen ist.

Ein bekanntes Beispiel mariner Transgression in Südwestdeutschland bietet das Rät: seit jener Zeit herrscht nach gemeiner Auffassung, im Lias, Meeresbedeckung, denn wir kennen marine Fossilien aus allen seinen Zonen; aus seinen Zonen — was aber zwischen den Zonen, „zwischen den Zeilen" zu lesen ist, ist damit zunächst noch nicht ausgesprochen. POMPECKJ[3]) hat meines Erachtens die Bedeutung der Zonengliederung, ausgehend vom süddeutschen Jura, zum erstenmal ins richtige Licht gerückt, und sein Gedankengang scheint mir durch SOERGEL (a. a. O.) in wichtigster Weise ausgebaut. Die Sedimentation geht nicht gleichmäßig vor sich, sie reißt oft plötzlich ab, neue Ge-

[3]) Die Bedeutung des schwäbischen Jura für die Erdgeschichte. 1914.

steine, neue Formen, ja neue Faunen setzen unvermittelt ein; an dieser Tatsache kann nicht gezweifelt werden. Ich[4]) habe seinerzeit geradezu von „fehlenden stratigraphischen Zonen“ gesprochen im Zusammenhang mit evtl. gänzlich und auf weite Erstreckung hin fehlender Sedimentierung. Diese Unterbrechungen des Sedimentierungsvorgangs lassen sich auf Schritt und Tritt im süddeutschen Lias und Dogger nachweisen: aus α kennen wir Arietensteinkerne mit aufsitzenden Austern, Serpeln usw. Entsprechendes ist im β, γ, δ, dann wieder im ζ beobachtet. Im Dogger δ finden sich Coronatensteinkerne mit denselben Charakteren, ja selbst Macrocephalen zeigen oft dasselbe Merkmal, d. h. selbst zur Zeit der größten Ausdehnung mariner Transgression im Callovien wiederholen sich dieselben Eigenheiten, ebenso im Ornatenton. Im Zusammenhang damit sei an die Boller Ammonitenbreccie des Lias ζ in Schwaben, ferner an die Kalkgerölle der Sowerbyizone erinnert. Alle diese Vorkommnisse müssen — im Gegensatz zu den Ausführungen des hochverdienten Pfarrers Engel[5]) — als Unterbrechung der Sedimentation, ja noch mehr: als Aufarbeitung bereits gebildeten Schichtmaterials gedeutet werden; so entstanden Gerölle, so konnten bereits entstandene Steinkerne mit Serpeln, Austern usw. bedeckt werden, so erklärt sich die Zusammenbackung bereits entstandener Fossilien.

Also hier überall, zwischen den Zeilen zu lesen, immer wieder deutlichst der Einschlag kontinental-terrestrischer Faktoren, die in den stets unterbrochenen Gang mariner Sedimentierung eingreifen, sie auseinanderreißend in eine Serie von sprungweise aufeinander aufsetzenden Zonen. Massenhafte Zusammenschwemmung von Formen, Belemnitenschlachtfelder und die so häufig auftretenden einzelnen abgerollten Belemniten, evtl. Massensterben von Organismen[6]) werden dadurch ebenso zwanglos erklärt, wie die Unvollständigkeit „natürlicher“ Stammreihen, wie das Auftreten von gänzlich kontinental-terrestrisch anmutenden Sanden innerhalb der marinen Serie, so der *Murchisonae*-Sande etwa im mittleren Zuge der

---

[4]) Ein wichtiger Grund für die Lückenhaftigkeit paläontologischer Überlieferung. Centralbl. 1916, S. 106.

[5]) Über Pseudoschmarotzer auf unseren Petrefekten. Württ. Jahresh., 51. Jahrg., 1895, S. LXXXI ff.

[6]) Wepfer: Lückenhaftigkeit, S. 110.

schwäbischen Alb. Je weiter die Erforschung einzelner Schichten als solcher etwa in der Juraformation fortschreitet, um so mehr häufen sich die Anzeichen von Vorgängen in seichtem, ja seichtestem Wasser, ja geradezu „am Strande". In besonders anschaulicher Weise sind neuerdings solche Beobachtungen von Kessler[7]) für Rät-, Angulaten- und *Murchisonae*-Sandsteine gegeben worden, und besonderes Gewicht möchte ich auf seinen dort ausgesprochenen Hinweis legen, daß sich gewisse Sandsteinbänke in kürzester Zeit, ja mit katastrophaler Schnelligkeit gebildet haben müssen. Ganz allgemein sind auch meines Erachtens, wie ich (a. a. O.) ausgeführt habe, Schichten mit vielen, gut erhaltenen Fossilien verhältnismäßig rasch gebildet worden, sonst wären die Schalen bzw. allgemein die Hartteile vom Wasser „angelöst" bzw. geradezu aufgelöst worden. Ebenso sind mir Schichten mit einem gewissen primären Gehalt an Bitumen, wie so viele Bänke etwa des Lias, ein besonders deutlicher Beweis für sehr schnelle Sedimentation, die nicht einmal dem rein organischen Bestandteil der Leichen genügende Zeit zu völliger Auflösung vor der Einbettung übrig ließ; umso günstiger ist dann natürlich die Erhaltung. — Beide Faktoren: gute Erhaltung und Bitumengehalt treffen bezeichnenderweise zusammen in derjenigen Stufe des Lias, in der die oben erwähnten Anzeichen von Sedimentunterbrechung weniger frappant sind, nämlich im Lias ε, etwa von Holzmaden.

Wenn so auf der einen Seite die Zeit, die für die Bildung gewisser Schichten nötig war, recht kurz erscheinen möchte, so darf dieser Zeitgewinn ja nicht etwa als absoluter Faktor zur Einschätzung der Geschwindigkeit der Bildung ganzer Formationsabteilungen oder gar der Umbildung von Organismen verwertet werden. Denn dieser Zeitgewinn auf der einen Seite wird reichlich kompensiert durch die dieser ganzen Darstellung zugrunde liegende Vorstellung, daß zwischen Perioden der Sedimentierung oder schnellerer Sedimentierung umgekehrt Zeiten von ganz unbekannter Dauer liegen, in denen nicht, oder sehr viel weniger, sedimentiert wurde, bzw. bereits entstandene Ablagerungen wieder abgetragen und umgelagert wurden.

---

[7]) Über einige Erscheinungen an schwäbischen Rät- und Jurasandsteinen. Württb. Jahreshefte 1920.

Freilich, die Strandbildungen in fossilen Sedimenten bilden ein Problem, das zwar auch damit noch nicht restlos gelöst ist, dem wir aber unter dem Gesichtspunkt näher kommen werden, daß die größte Anzahl fossiler Sedimente in flachem Wasser gebildet worden ist, und daß bei ihnen, entsprechend dem epikontinentalen Flachseecharakter jener Meere, kontinental-terrestrische Einflüsse sich nicht etwa nur immer wieder von Zeit zu Zeit geltend machten, und den Gang mariner Sedimentation unterbrachen, sondern wohl die ganze Art der Sedimentation überhaupt ausschlaggebend beeinflussen mußten.

Es will mir nun scheinen, als ob die Grundbedingungen der Buntsandsteinablagerung — wenn wir von der Klimafrage absehen —, im ganzen klarer zutage liegen, als diejenigen mariner Serien, bei denen uns über das „Wie" der Sedimentaufhäufung noch weniger Anschauung gegenwärtig ist, als bei Aufhäufung überwiegend terrestrischer Natur, denn die Vorgänge auf festem Land, mag es auch vorübergehend überschwemmt sein, beobachten wir, nicht aber diejenigen am Grunde des Wassers.

Überwiegend, oder — sagen wir hier — „rein" terrestrische Ablagerungen zeigen auf größere vertikale Entfernung hin den gleichen Charakter, so z. B. Old Red, deutscher Buntsandstein. Mag auch das zum Aufbau der Gesteine verwendete Material ursprünglich verschiedenartig sein, so wird ihm doch durch die bezeichnenden Vorgänge der Verwitterung, Umlagerung, evtl. Bodenbildung, die letzten Endes — unter der Voraussetzung längere Zeit gleichbleibender Verhältnisse auch bezüglich des Klimas —, eben nur bestimmte Gesteinsbildung, nur ganz bestimmte chemische Vorgänge bedingen, schließlich ein und derselbe Stempel aufgedrückt. Der Vorgang solcher Gesteinsaufhäufung, wenn auch in unseren Klimaten selten beobachtbar, ist grundsätzlich klar, faßbar, und wir haben für die Beurteilung der Geschwindigkeit der Gesteinsbildung einen gewissen Maßstab: sie kann evtl. sehr groß sein. Lokal können in kürzester Zeit katastrophal gewaltige Gesteinsmengen aufgeschüttet, und damit im Zusammenhang evtl. katastrophal Organismen vernichtet werden.

Das andere Extrem der Sedimentbildung ist gegeben in Meeren, unter ständiger Wasserbedeckung, d. h. bei

größerer Entfernung des Strandes[8]. Auch hier haben die Gesteine auf größere vertikale Erstreckung hin denselben Charakter, bzw. es machen sich periodische Wiederholungen (Kalk, Mergel, Ton) bemerkbar, so etwa im süddeutschen Malm. Zahlreiche marine Fossilien beweisen die Natur dieses Sediments, aber über die Geschwindigkeit der Ablagerung haben wir nicht mehr als Vermutungen, da der Vorgang der Ablagerung nicht beobachtbar ist.

Zwischen diesen beiden Extremen liegt nun die ganze große Menge derjenigen Sedimente, die wir zum Teil als terrestrisch, zum Teil als marin — wenn nämlich nur marine Fossilien darin vorkommen —, bezeichnen, deren Gesteinswechsel in der Vertikalen im Gegensatz zu den bisher genannten so sehr lebhaft sein kann. Unter stets wechselnden Bedingungen ist eben hier sedimentiert worden, die Wirkungen der beiden Grundprinzipien vermischen sich, und ist bei dem immerhin als „epikontinental" (mit SOERGEL, s. o.) zu bezeichnenden Ablagerungsvorgang das Wasser salzig, und setzt sich seine Herrschaft immer wieder durch, so entstehen „marine" Ablagerungen, im Gegensatz etwa zum deutschen Keuper, bei dessen Entstehung gewiß gleichfalls Wasser eine Rolle gespielt hat, bei dem aber terrestrische Charaktere die Oberhand behalten haben.

Ich bin mir dessen bewußt, hiermit wesentlich neue Beobachtungen und Tatsachen nicht gebracht zu haben; aber es kommt auf den Gesichtswinkel und auf die Gruppierung an. Die Gruppierung an sich bekannter Tatsachen hat sich aber — so will mir scheinen —, besonders durch die genannten Arbeiten von POMPECKJ und SOERGEL von selbst ergeben, und sie scheint mir so angelegt, daß sie der „aktualistischen" Geologie nachgerade etwas

---

[8]) Von Tiefseesedimenten ist hier absichtlich nicht die Rede; der Nachweis, daß es wirklich echte Tiefseeablagerungen, auch fossile, gibt, die nach Art der von verschiedenen Stellen bekannten, tausende Kilometer vom jetzigen Strand entfernt gebildet sind, wird sich schwer führen lassen. Die bis jetzt bekannten echten sogenannten fossilen Tiefseesedimente dürften wohl eine ganz spezielle Fazies darstellen, die sich auch heute bildet in größerer Nähe der Kontinente, somit von ihnen, im Gegensatz zu den echten rezenten landfernen Tiefseeablagerungen, unmittelbar oder mittelbar, bezüglich des Gesteinsmaterials und insbesondere bezüglich der Schnelligkeit der Sedimentation beeinflußt ist.

Wasser abgraben könnte. Ich möchte meine seinerzeit (Lückenhaftigkeit, S. 113) geäußerte Anschauung, daß „nur ab und zu infolge rascher, verhältnismäßig plötzlicher Sedimentierung gewisse Abschnitte (der Zeit) ausnahmsweise und zufällig erhalten sind“[9]), noch weiter ausbauen zu der Auffassung, daß Sedimentierung in der uns fossil geläufigen Form innerhalb der großen marinen Ablagerungsbecken überhaupt lediglich auf Teile ihrer küstennahen, flachsten Gewässer, d. h. auf durchaus epikontinentale Teile beschränkt war, im übrigen aber besonders in intrakontinentalen Ablagerungsgebieten, mit oder ohne ständige Wasserbedeckung, zur Auswirkung gelangte.

Damit nähern wir uns aber einer Auffassung, die die Aufschüttung von Sediment in der Art der meisten fossilen nicht als den herrschenden, oder gar gleichmäßigen Vorgang innerhalb eines „Ablagerungs“gebietes, nicht als die Regel betrachtet, sondern darin ein jeweils durch besondere Umstände veranlaßtes episodisches Ereignis von allerdings vielfach regionalster Bedeutung. Innerhalb dieser zum Teil regional wirkenden Sedimentationsvorgänge mögen da und dort besondere Unteretappen zu unterscheiden sein; im ganzen aber traten episodisch Vorgänge auf, in deren Folge plötzlich wieder einmal massenhaft Sedimentationsmaterial zur Verfügung stand, — aus Ursachen klimatischer oder tektonischer Natur, — in die Ablagerungsbecken gelangte, und dort niedergeschlagen wurde. Die Gesteinsbildung wurde neu belebt, gegenüber einer bisherigen Periode der Stagnation, d. h. zugleich mußten in verhältnismäßig kurzer Zeit die bis-

---

[9]) Ich glaube, trotz der Kritik, die neuerdings Dacqué in seinem vorzüglichen Werk: Vergleichende biologische Formenkunde der fossilen niederen Tiere. Bornträger 1921, S. 44, geübt hat, meinen Standpunkt beibehalten zu müssen. Meines Erachtens legt Dacqué den Schwerpunkt auf das Wort „zufällig“. Ich gebe zu, daß dieses Wort vielleicht hätte vermieden werden können. „Ausnahmsweise und zufällig“ ist für mich nur die Tatsache eingetreten, daß — evtl. regional — in bestimmten Zeiten sedimentiert oder schneller sedimentiert wurde. Daher der Hinweis auf die inzwischen erschienene, eben zitierte Abhandlung Pompeckjs am Schluß, daher auch am Eingang meiner Mitteilung der Hinweis darauf, daß wir überall die altbekannten Zonen wiederfinden. Wäre „zufällig“ = von Ort zu Ort wechselnd, bald zu dieser, bald zu jener Zeit, sedimentiert worden, so wäre diese Tatsache natürlich gänzlich unverständlich.

herigen Lebensverhältnisse, — etwa durch langanhaltende Wassertrübung —, gründlich geändert werden[10]. Für einen größten Teil der Fauna und Flora des betreffenden Ablagerungsgebietes bedeutet ein solcher Vorgang eine Katastrophe.

Schluss.

Die Vorstellung von dem stets, wenn auch in geringer Menge, in den Sedimentationsgebieten niederfallenden Schichtmaterial, in das die Reste der Organismen hineingeraten, um auf diesem Wege fossil zu werden, als etwas regional gesetzmäßiges, scheint mir am Ende ihrer Glaubwürdigkeit angelangt zu sein. Die Betrachtung terrestrischer Gesteinaufhäufung lehrt uns etwas anderes: plötzlich wird in kurzer Zeit eine Schicht gebildet, katastrophal werden evtl. damit Tier- und Pflanzen-Gemeinschaften vernichtet, und können fossilisiert werden, wenn jene Schicht gleichfalls fossil wird, d. h. nicht nochmals Abtragungsvorgängen anheimfällt. Diese selben Gesetze müssen notwendig auch die epikontinentalen Wasserbecken beherrschen, in denen die überwiegende Mehrzahl fossiler Sedimente gebildet worden ist, nur daß die „Katastrophe" auf dem Lande, gemildert durch das Medium des Wassers, in die Länge gezogen wird; der Vorgang verliert seine Plötzlichkeit, wirkt aber dafür unter Umständen auf größere Entfernung, — sein Charakter wird mehr derjenige einer Episode. — Episodisch tritt das Ereignis der Sedimentation ein, so im allgemeinen aufs engste zusammenhängend mit der Fossilisationsmöglichkeit überhaupt.

---

[10]) Damit stehen vielleicht auch gewisse sogenannte Sedimentationszyklen im Zusammenhang.

2. Über eine landwirtschaftliche Bodenkarte

nebst Bemerkungen über die geologisch-agronomische Flachlandaufnahme des Gebiets der Freien Stadt Danzig.

(Mit 2 Textfiguren.)

Von Herrn H. Stremme und Herrn K. v. See.

Danzig-Langfuhr, den 25. September 1921.

Der Wert einer Kartenaufnahme des Bodens für den landwirtschaftlichen Betrieb ist seit vielen Jahrzehnten in mehreren Ländern anerkannt. Der folgenreichste Vorschlag war der A. Orths 1870 in seiner Habilitationsschrift[1]), welche später Veranlassung zu der großen geologisch-agronomischen Aufnahme der Diluvial- und Alluvialgebiete der deutschen Bundesstaaten gab. Über die Bedeutung und den Fortschritt dieser Karten haben zuletzt ausführlich A. Jentzsch und A. Sauer vor dem deutschen Landwirtschaftsrat[2]) berichtet. Der Wert der Aufnahme und der zugehörigen Analysen ist sowohl für die wissenschaftliche Bodenkunde als auch für den geologisch gebildeten Landwirt hoch einzuschätzen. Um geologische Kenntnisse bei den Landwirten mehr zu verbreiten, ist im Anschluß an die geologisch-agronomischen Karten der entsprechende Unterricht in den landwirtschaftlichen Schulen verbessert worden. Andererseits haben Geologen und Agronomen versucht, die Karten zu vereinfachen und in das landwirtschaftlich Praktische zu übertragen. Eine besonders bemerkenswerte Übertragung ist von J. Hazard[3]) vorgeschlagen worden.

J. Hazard geht davon aus, daß dem Landwirt, wenn er nicht Geologe ist, die geologisch-agronomische Karte zu schwierig sei. Die Hauptarbeit der Umwandlung des auf der Karte dargestellten rein wissenschaftlichen Materials

---

[1]) Albert Orth, Die geologischen Verhältnisse des norddeutschen Schwemmlandes mit besonderer Berücksichtigung der Mark Brandenburg und die Anfertigung geognostisch-agronomischer Karten. Halle 1870.

[2]) Verhandl. 39. Plenarversammlung des Deutschen Landwirtschaftsrats, 1911. Auch: Internat. Mitt. Bodenkunde, II, 1912, S. 1—42.

[3]) J. Hazard, Die geologisch-agronomische Kartierung als Grundlage einer allgemeinen Kartierung des Bodens. Landw. Jahrb. XXIX, 1900, S. 805.

in die praktische Landwirtschaft wird dem Landwirt überlassen und ihm eine Arbeit zugemutet, die zu leisten nur selten einer imstande ist. J. HAZARD will mit seinen Bodenkarten — und darin sieht er „das Endziel jeder wirklich praktischen, geologisch-bodenkundlichen Arbeit — dem Praktiker direkt das Rezept in die Hand geben, nach dem er bei dem Anbau des Bodens zu verfahren hat".

Die geologisch-agronomische Aufnahme ist bei ihm ziemlich einfach und klar, kann sich naturgemäß — da es sich um besondere Aufträge handelt — wesentlich einfacher halten, als den noch zahlreichen anderen Zwecken dienenden Karten der Geologischen Landesanstalten gestattet ist. Mit Hilfe eines sinnreichen Schlüssels, der auch abgekürzt in dieser Zeitschrift[4]) veröffentlicht wurde, hat J. HAZARD eine Umwandlung der geologisch-agronomischen, welche er Gesteinskarte nennt, in eine Bodenkarte vorgenommen. Aus der Gesteinsart und der Korngröße einerseits, der Geländeneigung oder Oberflächenform andererseits wird auf die besondere Eignung des Bodens für bestimmte landwirtschaftliche Gewächse und Forstbäume geschlossen. So ist eine tiefe, nasse Senke bei allen Gesteinen Wiesenboden bzw. Eichen- und Weidenboden; die Mitte einer flachen, zeitweilig nassen Senke bei Geschiebelehm Wiesenboden, Löß Weizen- und Roggenboden, Kleeboden bei den meisten anderen Gesteinen außer Grauwacke, welche leichten Weizenboden hervorbringt; forstlich ist sie bei dichten Gesteinen Eichen- und Weidenboden, bei leichteren, lockeren Gesteinen leichter Fichtenboden. Die in dieser Zeitschrift 1891 veröffentlichte Tabelle zeigt gegenüber der des Jahres 1900 manche Unterschiede. Das auf der Erfahrung beruhende Wasserbedürfnis der Nutzpflanzen ist die Grundlage des Schlüssels. Doch ist nach J. HAZARDS eigener Ansicht seine Gültigkeit auf die Gebiete beschränkt, welche die gleichen klimatischen Verhältnisse wie die des nördlichen Teiles des Königreichs Sachsen aufweisen, für welche er aufgenommen ist. Ganz andere Böden herrschen z. B. in den Trockengebieten, den Steppen. In den tiefen, nassen Senken der walachischen Ebene, welche der eine von uns während des Krieges kennen lernte, stehen Salzseen; in den dortigen flachen, zeitweilig nassen Senken blühen in

[4]) J. HAZARD, Die Geologie in ihren Beziehungen zur Landwirtschaft. Diese Zeitschr., XLIII, 1891, S. 811—818.

der Trockenzeit Salze, meist Soda, aus, welche den Pflanzenbau verhindern.

Auf Grund der Bodenkarte, in welcher die Böden als Kartoffel-, Weizen- usw. -Böden bezeichnet sind, nimmt J. Hazard die Neueinteilung in Schläge vor und gibt in einem bestimmten Beispiel die Fruchtfolge für sechs Jahre an. Das ist eine sehr weitgehende und dem Landwirt auf das beste entgegenkommende Auswertung der geologisch-agronomischen Karte.

Von R. Heinrich[5]), J. Kopecky[6]), H. Knauer und J. Weigert[7]) sind andere landwirtschaftliche Bodenkarten vorgeschlagen worden, die manche bemerkenswerte Einzelheit enthalten, besonders die Karten R. Heinrichs. Aber sie sind in der Hauptsache den Gesteinskarten J. Hazards zu vergleichen. Die unmittelbare praktische Auswertung der wissenschaftlichen Bodenkunde fehlt ihnen. Ihr praktischer Wert steht dem der geologisch-agronomischen Spezialkarten der Landesanstalten nahe, wenn auch im Text zur Karte R. Heinrich und mehr noch H. Knauer und J. Weigert die gewonnenen Ergebnisse für die Praxis auswerten. H. Knauer und J. Weigert kommen im Text zu einer geeigneten Fruchtfolge für die kartierten Böden, sind aber im ganzen nicht so sicher, als auf Grund seiner längeren Erfahrung J. Hazard. Die Karten bleiben Zustandskarten, während der Landwirt von der bodenkundlichen Autorität, die ihn beraten will, eher einen Arbeitsplan, ein Rezept verlangt.

Zustandskarten sind zum Teil die an sich neuartigen agrogeologischen der Finnischen Geologischen Landesanstalt, von denen uns zurzeit zwei vorliegen[8]). Außer den Bodenarten, die recht eingehend chemisch und physikalisch untersucht sind, werden entweder auf der gleichen oder einer besonderen Karte die klimatischen Bodentypen unterschieden, die bisher nur auf Übersichtskarten, wie K. D. Glinkas russischer, G. M. Murgocis rumänischer und B. Frosterus

---

[5]) R. Heinrich, Landwirtschaftliche Bodenkarten. Drei Hefte, Rostock 1910.

[6]) J. Kopecky und R. Janota, Bodenkarte des Bezirks Welwarn. Archiv Naturw. Landesdurchf. Böhmens, XVI[1], Prag 1915.

[7]) H. Knauer und J. Weigert, Landwirtschaftliche Bodenkarte des Gutes Gelchsheim. Geogn. Jahresh. 27, 1914, S. 215 bis 248.

[8]) Agrogeologiska Kartor Nr. 1: B. Aarnio, Trakten söder om Karislojo Kyrkoby och Immola Egendom, Helsingfors 1917; und Nr. 3: B. Aarnio, Mustiala, Helsingfors 1920.

finnischer zur Darstellung gebracht waren. Unterschieden sind Eisen-, Humus-, Grundwasserpodsol und Pecherde, die verschiedenen Wasser- und Humusmengen ihre Entstehung verdanken, d. h. mehr oder weniger den Eigenschaften, welche J. HAZARD zur Grundlage seines Schlüssels gemacht hat. In der Karte von Mustiala hat B. AARNIO außerdem anscheinend einen Arbeitsplan in Gestalt einer Schlägeeinteilung gegeben, mit Angabe einer mehrjährigen Fruchtfolge, wobei im Text zum Vergleich die Erträgnisse einer Reihe von Jahren mitgeteilt werden. Die Erläuterung ist ebenso wie die Zeichenerklärung finnisch, so daß wir zurzeit nicht erkennen können, welcher Zusammenhang zwischen der bodenkundlichen und der landwirtschaftlich-praktischen Darstellung besteht.

Langjährige bodenkundliche Untersuchungen, auch solche landwirtschaftlich-praktischer Art, zu welchen 1916 die Aufnahme eines Gutes in der Ostemarsch und 1919 Teilaufnahmen der Danziger Gegend traten, haben die Verfasser veranlaßt, ebenfalls eine landwirtschaftliche Bodenkartierung vorzuschlagen, welche wie die B. AARNIOS die klimatischen Bodentypen als Grundlage mitbenutzt. Außer diesen kommen noch zwei weitere Gesichtspunkte für uns in Betracht. So bestechend J. HAZARDS Schlüssel für die Umwandlung der Gesteins- in die Bodenkarte ist, so schwierig scheint es uns zurzeit noch, einen allgemein gültigen herzustellen, da die klimatischen Unterschiede selbst innerhalb Deutschlands zu groß und die diesbezüglichen Erfahrungen noch zu gering sind. Daher hielten wir es für richtiger, als Arbeitsplan einen Meliorationsplan anzugeben, also auch mit diesem innerhalb der Bodenkunde zu bleiben. Drittens schien es uns notwendig, die Untersuchungsmethoden möglichst einfach zu halten und besonders von kostspieligen quantitativen Laboratoriumsarbeiten mehr oder weniger abzusehen. Nur wenn es gelingt, die Karte in den Anfertigungskosten niedrig zu halten, wird sie Eingang in die landwirtschaftlichen Kreise finden können. Tatsächlich kommt man unter Berücksichtigung der durch die klimatischen Faktoren hervorgerufenen Gesetzmäßigkeiten, welche bereits durch zahlreiche Analysen belegt sind, mit wenigen einfachen chemischen Versuchen aus.

Die Farben sind sowohl bei der Zustands- als auch bei der Meliorationskarte den Bodenarten eingeräumt, welche mehr oder weniger den agronomischen Bezeichnungen der geologisch-agronomischen Karte entsprechen. Innerhalb der

einzelnen Bodenarten gibt die Abstufung der Farben Qualitätsunterschiede an. Das Maß für diese Qualitätsunterschiede sind die allgemeinen Ernteverhältnisse, die in irgend einer bereits vorhandenen Art der Ackerklassifikation[9]) zum Ausdruck kommen, z. B. im preußischen Grundsteuerkataster

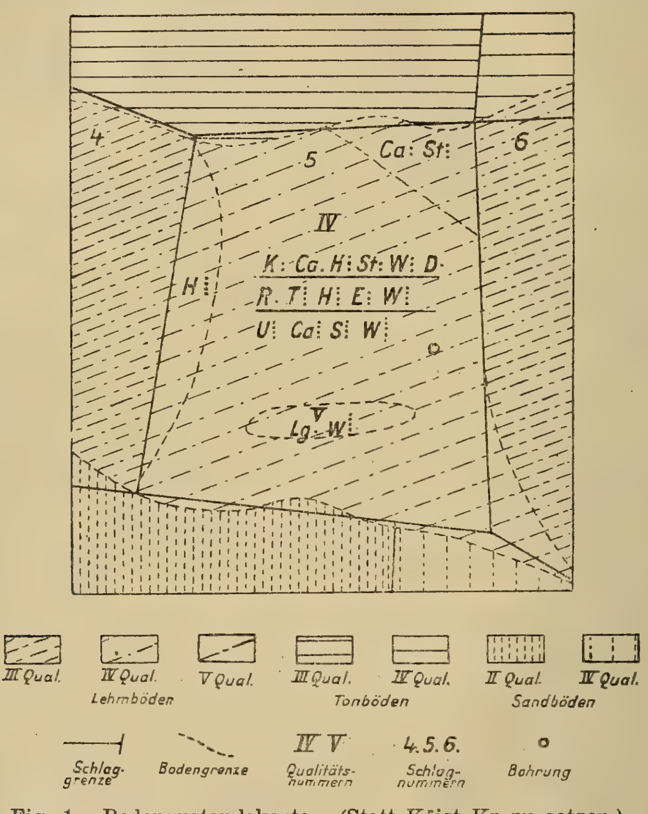


Fig. 1. Bodenzustandskarte. (Statt K' ist Kr zu setzen.)

nach dem Gesetz vom 21. Mai 1861. Wo eine entsprechende, gleichgültig nach welchem System, nicht vorhanden ist, wird eine solche nach den durchschnittlichen Ernteroherträgen anzufertigen sein. In diese Farben werden die uns besonders wichtig erscheinenden speziellen Bodeneigenschaften auf der Zustandskarte in Bodenprofilangaben ein-

---

[9]) Vgl. F. Aereboe, Die Taxation von Landgütern und Grundstücken, Berlin 1912, S. 407—415.

getragen. Die Meliorationskarte erhält eine Angabe über die mögliche Verbesserung, z. B. Umwandlung eines Bodens vierter Ackerklasse in einen solchen zweiter oder dritter usw., und darunter die Andeutung der hierfür zu leistenden Arbeit mit Hinweis auf die zu verbessernden Eigenschaften. Die Schlägeeinteilung und ihre Bezifferung vervollständigt das einfach gehaltene Kartenbild.

Fig. 1 gibt eine Zustandskarte (dargestellt ist ein Lehmboden). Die lateinische Ziffer IV bedeutet die Qualitätsklasse, die deutsche die Schlägenummer, der kleine Kreis die Lage einer Bohrung, welche die mittlere Profilbeschaffenheit am besten erkennen läßt. Das Bodenprofil ist nicht nach Zahlen begrenzt, sondern richtet sich lediglich nach den natürlichen Bodenhorizonten.

Von diesen werden unterschieden: 1. die Humuskrume, 2. der Illuvial- oder B-Horizont der russischen Bodenforscher, welchen wir Rohboden nennen, und 3. der Untergrund, das mehr oder weniger unveränderte Gestein, auf und in welchem sich die Bodenbildung, d. h. die Entstehung der unter 1. und 2. genannten Horizonte, vollzogen hat. Die Buchstaben und Punkte der Karte werden in der nachstehenden Tabelle erläutert.

Die Tabelle zeigt, wie die Aufnahme in erster Linie auf gründlicher, nach vielen Seiten ausgedehnter Beobachtung fußt. Diese unterscheidet sich von der des Landwirts durch einen hohen, auf wissenschaftlicher Grundlage beruhenden Grad der Spezialisierung. Nicht aufgenommen in die Tabelle haben wir die Bodenfarbe, welche zurzeit in einer gewissen, der geologischen Feldarbeit nicht nahestehenden Richtung der Bodenkunde, in Bezeichnungen wie Braunerde, Roterde, Gelberde, Schwarzerde, die Hauptrolle spielt. Gewiß kann man aus der Farbe auf verschiedene Eigenschaften der Böden Schlüsse ziehen, aber sie wechselt so sehr innerhalb eines Profils nach Raum und Zeit, daß man sie ernstlich nicht als wichtiges Merkmal ansprechen kann. Vor der Benennung der Böden nach der Farbe kann nicht genug gewarnt werden; die Farbnamen können in die ernstlich kartierende Bodenkunde keinen Eingang finden (wir verweisen besonders auf die zurzeit wohl am weitesten fortgeschrittene finnische Arbeit[10]).

---

[10]) B. Frosterus und K. Glinka, Zur Frage nach der Einteilung der Böden in Nordwesteuropas Moränengebieten I—V, Helsingfors 1914. Ferner die oben bereits zitierten Karten.

Buchstaben-erklärung	•	••	•••	••••	•••••	Bemerkungen
Kr* = Krumendicke	sehr gering	mäßig	normal	hoch	sehr hoch	Normale Krume 20 cm im landwirtschaftlichen Sinn, im bodenkundlichen je nach Bodentyp und Bodenart verschieden.
Ca = Kalkgehalt	sehr gering	mäßig	ausreichend	hoch	sehr hoch	Wird schnellmethodisch auf chemischem Wege abgeschätzt; Ca ⁞ hat freies Ca CO_3.
W = Wassergehalt	trocken	mäßig	ausreichend	reichlich hoch	sehr hoch, übermäßig Nässe bzw. Grundwasser	Verstanden als durchschnittliche Wasserversorgung während der Vegetationsperiode in Abhängigkeit von Bodenbeschaffenheit und Grundwasserstand.
H = Humusgehalt	sehr gering	mäßig	ausreichend	hoch	sehr hoch	Auch der Humuszustand wird berücksichtigt. H ⁞ und H ⁞ weisen auf guten N-Umsatz, besonders bei hohem Ca-Gehalt und guter Struktur, hin.
St = Struktur	sehr bindig, Luftmangel	bindig, erschwerter Luftzutritt	erkennbare Krümelung	stärkere Krümelung	starke, dauerhafte Krümelung	Besonders wichtiges Profilmerkmal; steht mit den meisten anderen in ursächl. Beziehung.
D = Düngungszustand	schlecht	mäßig	mittel	gut	sehr gut	Gegenwärtiger Düngungszustand, z. T. durch genaueste Profilaufnahme und schnellmethodische chemische Einzeluntersuchung, z. T. durch Beobachtung der Vegetation und der Kulturmethode ermittelt.
M = Mineralkraft	sehr gering	mäßig	mittel	hoch	sehr hoch	Bedeutet Fähigkeit, im Laufe der Jahre Nährstoffe nachzuliefern; nur wenn schnell ein sicherer Hinweis zu erlangen ist, in die Karte aufgenommen.
Lg = örtliche Lage	sehr ungünstig (Senke, Nordhang usw.)	mäßig, ungünstig	mittel	gut	sehr gut	Nur von Fall zu Fall aufgenommen oder in der Beschreibung erwähnt.
L = Durchlüftung	schlecht (Nässe, Verkrustung)	mäßig	mittel	gut	sehr gut	
T = Tongehalt	sehr gering	gering	ausreichend	hoch	sehr hoch	Für Zustands- wie Meliorationskarte oft von großer Wichtigkeit.
S = Sandgehalt	sehr gering	gering	ausreichend	hoch	sehr hoch	
E = Gehalt an Eisenrost	sehr gering (Färbung)	gering (Flecken u. Streifen)	beträchtlich (Eisenschuß)	hoch (einzelne dünne Lagen Ortstein)	sehr hoch (Ortsteinbänke)	Gibt mit gewissen anderen Profilmerkmalen Anhaltspunkte für den Düngungszustand.
R = Rohboden	giftig	unfruchtbar, schädlich	unschädlich, gestattet Tiefkultur	event. als Meliorationsmittel zu gebrauchen	—	Der unter der Krume zunächst liegende Horizont sekundärer Natur; vielfach 50—100 cm mächtig, Grenze zum Untergrund oft schwer zu erkennen.
U = Untergrund	giftig	unfruchtbar, schädlich	unschädlich, gestattet Tiefkultur	event. als Meliorationsmittel zu gebrauchen	—	Im allgemeinen gleichbedeutend mit unverändertem Gestein.

Fig. 2 gibt eine Meliorationskarte, welche zur Hauptsache als Ergebnis der Zustandskarte (Fig. 1) gedacht ist. Der Lehmboden der vierten Qualitätsklasse des Schlages 5 läßt sich durch hohen Arbeitsaufwand (ausgedrückt durch die vier Kreuze $\substack{+\\+\\+\\+}$) zu einem Lehmboden dritter bis zweiter Qualitätsklasse verbessern. Die Arbeit besteht 1. in starker Kalkzufuhr (Ca $\substack{+\\+\\+\\+}$), 2. in einer mäßigen Verstärkung der Krume (Kr $\substack{+\\+}$), soweit das infolge der schädlichen Eigenschaften des Rohbodens möglich ist (daher das Ausrufungs-

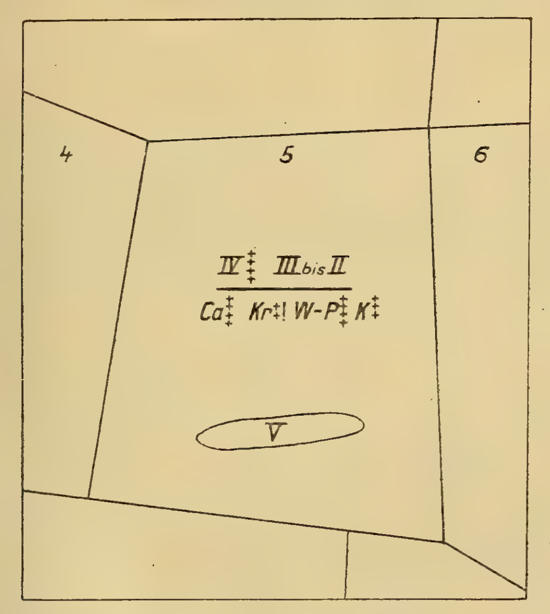


Fig. 2. Meliorationskarte.
(Zeichenerklärung wie zu Fig. 1 und im Text)

zeichen bei Kr $\substack{+\\+}$), 3. in einer geringen Entwässerung, 4. in einer starken Vorratsdüngung an Phosphorsäure (P $\substack{+\\+\\+\\+}$), und einer mittleren Kalidüngung (K $\substack{+\\+\\+}$). Der Lehmboden fünfter Qualitätsklasse innerhalb des Schlages 5 läßt sich durch wirtschaftlich rentable Maßnahmen nicht verbessern.

Diese Vorschläge im einzelnen zu begründen, würde zu weit auf das rein landwirtschaftliche Gebiet hinüberführen. Sie sind in vielen Einzelfällen seit Jahrzehnten von praktischen Landwirten erprobt und in der landwirtswissenschaftlichen Literatur gründlich erörtert worden. Wir haben hier lediglich versucht, sie mit der bodenkundlichen Spezialaufnahme zu verknüpfen. In dem hier dargestellten schematisierten Sonderfall hat die landwirtschaftliche Praxis, wenn auch nicht auf einem einzelnen Gut, die Richtigkeit der Vorschläge dargetan. Mit Hilfe solcher Spezialaufnahmen werden wir allmählich in die Lage kommen, die wissenschaftliche und besonders die geologische Bodenkunde in die ihr zurzeit fehlende enge Verknüpfung mit der landwirtschaftlichen Praxis zu bringen.

Die vorstehende Spezialaufnahme haben wir in diesem kurzen Überblick veröffentlicht, weil uns die Abtrennung der Freien Stadt Danzig von Preußen und dem Deutschen Reich in die Lage versetzt hat, die geologisch-agronomische Kartierung des Gebiets der Freien Stadt fortzuführen und zu vervollständigen. Neun Blätter der Lieferungen 107 und 124 der Preußischen Geologischen Landesanstalt umfassen einen Teil des Gebiets, 16 weitere sind noch aufzunehmen. Bei unserer Neuaufnahme müssen wir aus Mangel an Mitteln zwei Arbeitsmethoden wesentlich einschränken, welche die übrigen geologisch-agronomischen Flachlandsaufnahmen bisher auszeichneten: die 2-m-Bohrung und die quantitative mechanische und chemische Untersuchung der Bodenproben durch geschulte Chemiker im Laboratorium. Diese Methoden ersetzen wir durch die in den vorstehenden Ausführungen gekennzeichnete bodenkundliche Beobachtung, unterstützt auch durch chemische Prüfungen. In den vorhandenen Aufschlüssen wird das Bodenprofil mit genauen Maßen und Beschreibungen der einzelnen Horizonte aufgenommen. Die in den Erläuterungen mitgeteilten Aufnahmen werden durch gelegentliche Bohrungen mit dem Bohrstock ergänzt. Grundsätzlich werden in den agronomischen (roten) Profilangaben mitgeteilt: die Mächtigkeit der Humuskrume, die Mächtigkeit des Rohbodens (Illuvialhorizont) und der Beginn des zumeist kalkhaltigen Untergrunds. Hierbei können unter Umständen größere „Brandstellen" ausgeschieden werden, bei welchen die Humuskrume fehlt und der Rohboden zutage

tritt. Häufigeres Vorkommen kleinerer „Brandstellen“, welche nicht auf der Karte dargestellt werden können, muß wenigstens in den Erläuterungen erwähnt werden. Beim Rohboden ist grundsätzlich festzustellen, ob Humus- oder Eisenschuß vorhanden ist, wie dies bei den finnischen Aufnahmen geschieht. Wichtig ist ferner das Ausscheiden anmooriger Böden wegen des von den Podsol- und podsoligen Böden stark abweichenden Stoffumsatzes. Es sind das alles verhältnismäßig einfache Feststellungen, welche gegenüber den bisherigen den Vorzug haben, die Gesetzmäßigkeit der Bodenbildung unter dem Einfluß des Klimas und der übrigen bodenbildenden Faktoren zu berücksichtigen.

---

3. Zur Altersbestimmung der subherzynen Salzaufbrüche (Transgression von Neokom auf Zechstein) nach neueren Tiefbohrergebnissen.

Von Herrn FRITZ GOEBEL.

(Mit 1 Textfigur.)

Salzgitter i. Hannover, den 9. September 1921.

In den Jahren 1919—1921 sind im nördlichen Harzvorlande Maschinenbohrungen in größerer Zahl auf Neokomeisenerz, jenes oft sehr mächtige und weitverbreitete, wirtschaftlich wichtige Transgressionskonglomerat an der Basis der Kreideformation, niedergebracht worden, deren Profile dazu geführt haben, die bisher geläufigen Anschauungen über manches fazielle und tektonische Problem im subherzynen Gebiet in vieler Hinsicht zu klären oder aber auch einer Revision zu unterziehen.

Von den gewonnenen Aufschlüssen sind von besonderer Bedeutung die auf dem Ostflügel des Kalisalzaufbruches von Flachstöckheim (Blatt Salzgitter der Geologischen Karte von Preußen, kartiert und erläutert von H. SCHROEDER, Berlin 1912) ausgeführten Tiefbohrungen, die einen wertvollen Beitrag zur Altersbestimmung dieser tektonisch so merkwürdig gebauten, in den letzten Jahren

viel besprochenen Aufpressungsstöcke liefern, in denen die Salze des Oberen Zechsteins, ihre mesozoische Deckgebirgsplatte teilweise durchspießend, bis in die Nähe der Erdoberfläche gelangt sind.

Die allgemeine geologische Situation, wie sie sich nach der Oberflächenkartierung und auf Grund der bisherigen Kalibohrungen ergab, ist kurz skizziert folgende:

Inmitten einer breiten Ebene, infolge einer mehr oder weniger mächtigen Quartär-, z. T. auch Tertiärbedeckung an der Oberfläche durch keinerlei Merkmale gekennzeichnet, ragt steil aus der Tiefe ein Pfeiler von Zechsteinsalzen mit überlagerndem Gipshut auf und ½ km östlich von dem darauf gegründeten Kaliwerk befindet sich ein Steinbruchaufschluß im Turon-Zenoman mit unter 55° ostwärts einfallenden Plänerkalkschichten.

Die im Bereich dieses östlichen Salzstockflügels in regelmäßigen Abständen von 0,25—0,35 km ausgeführten Dampfbohrungen haben nun, je nachdem der Ansatzpunkt mehr oder weniger ins Hangende des vorauskonstruierten Eisenerzausbisses gerückt wurde, unter quartären Deckgebirgsschichten bald höhere, bald tiefere Glieder der Kreideformation angetroffen und das an ihrer Basis entwickelte Transgressionskonglomerat in Gestalt des gleichen oolithischfeinkonglomeratischen Brauneisensteins, wie er auf den beiden Flanken des Salzgitterer Sattels zu Tage ausgeht und im Abbau steht, in zum Teil sehr beträchtlicher Mächtigkeit erschlossen.

Nach vollständiger Durchbohrung des Neokomeisenkonglomerates gelangten sämtliche Bohrlöcher direkt in den Zechsteingipshut.

Bereits bei den ersten Bohrungen wurde diese Tatsache dahin richtig gedeutet, daß b e i F l a c h s t ö c k h e i m d i e U n t e r e K r e i d e a u f Z e c h s t e i n t r a n s g r e d i e r t, so daß für die folgenden Bohrlöcher das gleiche als wahrscheinlich vorausgesetzt werden konnte. In der Tat ist durch die weiteren Aufschlußarbeiten das Vorhandensein einer ausgedehnten Auflagerungszone von Neokomeisenerz auf Zechsteingips für den gesamten Ostflügel des Flachstöckheimer Salzaufbruches auf kilometerweite streichende Entfernung und in größerer flächenhafter Verbreitung mit regelmäßigem Osteinfallen nachgewiesen worden (Fig. 1).

Im Bohrkern zeigen die Übergangsstücke Neokomeisenerz/Zechsteingips keinerlei Harnische, Rutschflächen oder Reibungsbreccien zwischen den beiden zeitlich so weit aus-

einanderliegenden Formationsgliedern, vielmehr sieht man teils bei direkter Auflagerung der Erzoolithe und -gerölle auf dem Gips bzw. Anhydrit eine etwas uneben wulstig geformte Grenzfläche, teils eine enge sedimentäre Verzahnung, auch wurden mehrfach Zechsteingips-, Zechsteinletten- und Zechsteindolomitgerölle im Neokomkonglomerat beobachtet.

Diese Tatsachen dürften den unzweideutigen Beweis liefern, daß die Grenzfläche Kreidebasis/Zechstein nicht etwa als eine tektonische Abscherungsfläche aufgefaßt werden

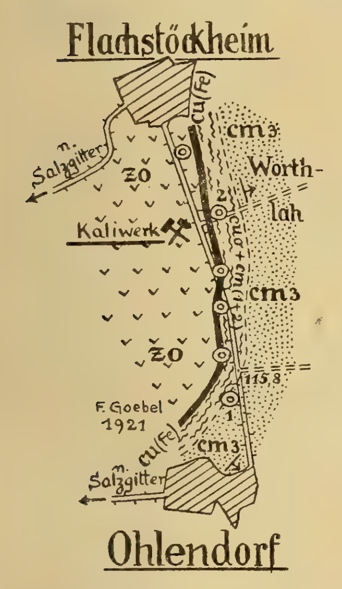


Fig. 1. Geologische Skizze des vortertiären Untergrunds auf dem Ostflügel des Flachstöckheimer Salzaufbruches.

Maßstab: 1 : 50 000.

cm_3	= Turon
cuo + cm (1 + 2)	= Oberneokom + Gault + Zenoman
cu (Fe)	= Neokomtransgressionskonglomerat
zo	= Gipshut des Zechsteinsalzstockes
⊙	= Tiefbohrloch

darf — eine Annahme, wie sie seinerzeit noch auf dem Randprofil des geologischen Kartenblattes Salzgitter (1: 25 000) zur Darstellung gekommen ist — sondern eine echte Transgressionsfläche vorstellt, wie wohl bereits hinreichend daraus hervorgehen dürfte, daß das Transgressionskonglomerat der Unterkreide in seiner vollen Profilmächtigkeit den Zechstein überlagert und für gewöhnlich nicht durch Verwurf reduziert ist.

Zur näheren Erläuterung wähle ich die nachstehend bezeichnenden Teilprofile zweier 1¼ km in meridionaler Richtung voneinander entfernter Bohrungen aus, wie sie sich nach der von mir vorgenommenen Durchsicht der Bohrkerne ergeben. Für die bereitwilligst erteilte Erlaubnis

zur Veröffentlichung bin ich Herrn Generaldirektor Dr. Raky zu besonderem Danke verpflichtet.

1. Tiefbohrung etwa 0,5 km nördlich von Ohlendorf (etwa 185 m südlich vom Straßenpunkt 115,8 des Meßtischblattes Salzgitter im Turonpläner angesetzt).

100,0—165,5 m	phosphoritreiche, mergelige, grünlichgraue Tone mit etwa 55° (ostwärts) einfallend, mit zahlreichen Exemplaren von *Neohibolites minimus* List. und *Inoceramus concentricus* Park., ferner mit *Hoplites interruptus* Brug. (113 m), *Hamites* sp. (123 m), *Hoplites* cf. *interruptus* Brug. (129,5 m), *Terebratula* sp.	Oberer Gault (Minimuston)
165,5—176,2 m	grauer, zum Teil toniger, zum Teil hell und dunkel gefleckter, meist glaukonitischer, feinkörniger, pyritführender Sandstein mit einzelnen tonigen Lagen, mit etwa 60° einfallend; 176,0—176,2 m Bank stark glaukonitischen, grobkörnigen, grünen, harten Quarzsandsteins.	Unterer Gault + Oberneokom
176,2—305,0 m	dunkelgrauer Mergelton, meist sandig, zum Teil glaukonitisch, mit Einlagerung von Toneisensteingeoden u. Pyritführung, teilweise übergehend in hell- und dunkelgrau gefleckten glimmerigen Sandstein, Einfallen etwa 60°.	
305,0—341,8 m	braunrotes, oolithisch-feinkonglomeratisches Brauneisenerz und dunkelgrauer Ton, etwas mergelig, teilweise glaukonitisch, mit und ohne Durchsetzung von Brauneisenoolithen und kleinen und größeren Brauneisengeröllen und Phosphoritgeröllen, bei 330 m mit *Oxyteuthis brunsvicensis* v. Str. (Barrémien).	Transgressionskonglomerat an der Basis der Unteren Kreide (=Salzgitterer Eisenerzlager)
— — — Transgressionslücke (Jura und Trias fehlen) — — — —		
341,8—342,5 m	(Schlußteufe) weißer und fleischroter Gips bzw. Anhydrit, mit etwa 55° einfallend.	Oberer Zechstein des Flachstöckheimer Salzstockes

———

2. **Tiefbohrung** etwa 300 m östlich des Kaliwerkes Flachstöckheim (am Wege zur Worthlah, etwa 150 m vom Turon-Zenomanpläner-Ausbiß entfernt nach dem Liegenden zu angesetzt).

44,0—240,5 m	grauer, harter, feinkörniger Sandstein, häufig dunkel- und hellgrau gefleckt, vielfach schwach tonig und glaukonitführend, teilweise mergelig, mit vereinzelten Toneisensteinsphärosideriten und Pyritführung; Einfallen von 55° auf 75° allmählich anschwellend.	Gault-Neokomsandstein
240,5—244,0 m	dunkler Ton, konglomeratisch durchsetzt mit kleinen grünen Letten- und kleinen Phosphorit- und Brauneisengeröllen sowie Brauneisenoolithen (Einfallen 75° O).	Neokomton
244,0—369,9 m	rotbraunes bis dunkelbraunviolettes, metallisch glänzendes, **oolithisch-feinkonglomeratisches Brauneisenerz**, etwa 75° einfallend, mit *Rhabdocidaris* sp., *Exogyra* sp., *Belemnites* sp., *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp., mit wenigen geringmächtigen, zum Teil etwas kalkigen Tonzwischenmitteln (bei 270,5 m dünne, stark bituminöse Tonbank mit Asphaltausscheidungen).	Transgressionskonglomerat an der Basis der Unteren Kreide (= Salzgitterer Eisenerzlager)
— — — **Transgressionslücke** (Jura und Trias fehlen) — — — —		
369,9—370,1 m	(Schlußteufe) dunkelgrauer, rötlicher u. weißer Anhydrit u. Gips.	Oberer Zechstein des Flachstöckheimer Salzstockes

---

Schon seit längerer Zeit ist bekannt, daß nördlich des Harzes am Salzgitterer Höhenzuge die Untere Kreide mit eisenreichem Basiskonglomerat über alle Stufen vom Mittleren Jura bis zur Unteren Trias zu transgredieren vermag (Blatt Salzgitter und Goslar der Geologischen Karte von Preußen, Berlin 1912/13).

Der Flachstöckheimer Befund hat darüber hinausgehend vielleicht zum ersten Male[1]) den weiteren Nach-

---

[1]) Die Angabe (Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Bd. 34, Teil I, Berlin 1913, S. 256): „Bei Thiede liegt das Hilseisensteinkonglomerat und die oberen Hauterivientone diskordant auf Mittlerem Lias und dem Residualgips des

weis erbracht, daß die Neokomtransgression, wie schon mehrfach vermutet worden ist (H. Stille 1911[2]), H. Schroeder 1912[3])), bis auf den Oberen Zechstein reicht, daß also das — Hand in Hand mit der nach Beginn der Kreidezeit einsetzenden epirogenetischen Absenkung des subherzynen Gebietes — vordringende Neokommeer bereits eine fertige Zechsteinsalzdurchspießung vorfand. Letztere besitzt demnach früh- oder präneokomes Alter und ihre Entstehung fällt bereits in die um die Wende der Jura- und Kreidezeit erfolgte große Vorfaltung der nordwestdeutschen Geosynklinalregion.

Die nachkretazische Hauptfaltung des nördlichen Harzvorlandes, die später dann auch die jüngsten Kreideschichten in Falten gelegt und örtlich bis zur Überkippung aufgerichtet hat, spielt somit für einen Teil der Salzaufbrüche lediglich die Rolle einer (mehr oder minder stark sich auswirkenden) posthumen Aufbruchsbewegung.

Zechsteinsalzstockes" ist in ihrem letzteren Teile wohl nicht den Tatsachen entsprechend. E. Harbort stützt sich hier auf ein von H. Kloos im 10. Jahresbericht des Vereins für Naturwissenschaft zu Braunschweig 1897 (S. 185) mitgeteiltes Bohrprofil, das indes (nach freundlicher Äußerung von Herrn Prof. Dr. Stolley) der Berichtigung bedarf, wie sich auch bei einer Besichtigung der in der geologischen Sammlung der Technischen Hochschule zu Braunschweig befindlichen Originalpetrefakten zeigte.

Bei dem nordwestlich von Wolfenbüttel gelegenen Salzaufbruch von Thiede folgt vielmehr unter dem Hilseisenkonglomerat nach den bisherigen Bohr- und Schachtaufschlüssen überall normal der Jura, speziell die Amaltheentone des Mittleren Lias.

Eine weiter südlich unweit Adersheim angesetzte neue Maschinenbohrung hatte einen ganz entsprechenden Befund. In weiter östlich (bei Wolfenbüttel) und im südlichen Oderwalde (halbwegs zwischen Gr. Flöthe und Heiningen) niedergebrachten Tiefbohrungen sind unterhalb der Kreidebasis noch etwas höher liegende Jurahorizonte, nämlich die Opalinustone des Unteren Doggers, durch leitende Fossilien nachgewiesen, angetroffen worden.

[2]) H. Stille, Das Aufsteigen des Salzgebirges, Zeitschr. für prakt. Geologie, **19**, Berlin 1911, S. 93.

[3]) H. Schroeder, Erläuterungen zu Blatt Salzgitter der Geologischen Karte von Preußen (Lief. 174), Berlin 1912, S. 165.

Neueingänge der Bibliothek.

Ameghino, Florentino: Obras completas y correspondencia cientifica. Vol. I: Vida y obras del Sabio. La Plata 1913. Vol. II: Primeros trabajos cientificos. La Plata 1914.

Barringer, D. M.: Meteor Crater (formerly called Coon mountain or Coon butte) in Northern Central Arizona. Princeton-University, Nat. acad. of sci, 1909.

Behlen, Heinrich: Die Höhle Wildscheuer bei Steeden a. d. Lahn. Aus: Heimatland, Weilburger Tageblatt, 1921.

Berckheimer, Fritz: Über die Böttinger Marmorspalte sowie über Funde fossiler Pflanzen aus einigen Tuffmaaren der Alb. Jahresh. Ver. vaterl. Naturk. Württemb., 77. Stuttgart 1921.

Burre, Otto: Wissenschaftliche Ergebnisse der Kartierung auf Blatt Hameln. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst. für 1919, XL. II. Berlin 1921.

Cloos, Hans: Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig 1921.

Dacqué, Edgar: Geologie I und II. Sammlung Göschen, Berlin 1919.

Diener, Karl: Paläontologie und Abstammungslehre. Sammlung Göschen, Berlin 1920.

Dürken, B., und Salfeld, Hans: Die Phylogenese, Fragestellungen zu ihrer exakten Erforschung. Berlin 1921.

Easton, N. Wing. On some extensions of Wegeners hypotheses and their bearing upon the meaning of the terms geosynclines and isostasy. Verh. Geol.-mijnbouwk. Genootsch. voor Nederland en Kolonien. Geol. Ser. V. s'Gravenhagen 1921.

— The Billitonites. Verh. Akad. Wetensch. Amsterdam (2) XXII. Amsterdam 1921.

Foshag, F. William: The crystallography and chemical composition of credite. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 59. Washington 1921.

Fulda, Ernst: Die geologischen Wanderungen des Kohlenstoffs. Aus: Zeitschr. für prakt. Geol., XXIX. Halle a. S. 1921.

— und Kohler, H.: Rhythmische Fällungen im Zechsteinmeer. Aus: Kali, XV. Halle a. S. 1921.

Gäbert, C.: Über die Ölschiefer in Esthland. Aus: Braunkohle, XIX. Halle a. S. 1921.

Gortani, Michele: La durata dei periodi geologici. Aus: Scientia, XXVIII. Mailand 1920.

Gothan, W.: Neue Arten der Braunkohlenuntersuchung, I. Aus: Braunkohle, XIX. Halle a. S. 1921.

Häberle, Daniel: Pfälzische Bibliographie, IV. Die landeskundliche Literatur der Rheinpfalz von 1908—1918 (mit Nachträgen zu den Bibliographien I—III). II. Teil. Aus: Mitt. d. Pollichia, Nr. 31, LXXIII—LXXIV. Bad Dürkheim 1919.

— Über Windschliffe in der Heidelberger Schloßruine. Aus: Jahresb. Oberrhein. Geol. V. N. F. IX. Karlsruhe 1920.

— und Kittler, Chr.: Bayern, Erläuterungen zu Benzingers Lichtbildern für den geographischen Unterricht, Abt. 92—94. Stuttgart 1921.

Hess v. Wichdorff, H.: Der Kalkstein als Landschaftsbildner. Vortrag, 27. Hauptvers. Ver. Deutsch. Kalkwerke, Berlin, 22. und 23. Februar 1921.

Hettner, Alfred: Die Oberflächenformen des Festlandes, ihre Untersuchung und Darstellung. Leipzig 1921.

Jahn, Alfredo: Esbozo de las formaciones geológicas de Venezuela. Caracas 1921.

Jentzsch, Alfred: Die Bodenverhältnisse und ihre Denkmäler in den nach dem Friedensvertrag abzutretenden östlichen Gebieten. Aus: Beiträge zur Naturdenkmalpflege. IX. Berlin 1921.

Kayser, Emanuel: Lehrbuch der Geologie. Allgemeine Geologie, Bd. I. und II., 6. Aufl. Stuttgart 1921.

Keilhack, Konrad: Lehrbuch der praktischen Geologie., Bd. I., 3. Aufl. Stuttgart 1921.

Kienitz, Otto: Landeskunde von Baden. Sammlung Göschen. Berlin 1921.

Krause, Paul Gustaf: Der schwedische, geröllführende Diabas, ein neues Leitgeschiebe für das norddeutsche Diluvium. Aus: Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst. für 1920, XLI. I. Berlin 1920.

Lang, Richard: Die Entstehung von Braunkohle und Kaolin im Tertiär Mitteldeutschlands. Aus: Erdmann, Jahrb. des Halleschen Verb., Heft 2. Halle a. S. 1920.

— Der mitteldeutsche Kupferschiefer als Sediment und Lagerstätte. Aus: Erdmann, Jahrb. des Halleschen Verb., Bd. III. Halle a. S. 1921.

Lehner, Alfons: Beiträge zur Kenntnis des „Rotliegenden" am Rande des Bayerischen Waldgebirges. Aus: Z. D. G. G., 72. Berlin 1920.

Leuchs, Kurt: Geologischer Führer durch die Kalkalpen vom Bodensee bis Salzburg und ihr Vorland. München 1921.

Löscher, W.: Die Kreideaufschlüsse am Kassenberge bei Mülheim-Broich. Aus: Glückauf. Essen 1921.

Machatschek, Fr.: Landeskunde von Russisch-Turkestan. Bibliothek länderkundlicher Handbücher, herausgegeben von Prof. Dr. A. Penck.

Musper, Fritz: Der Brenztaloolith, sein Fossilinhalt und seine Deutung. Dissertation Tübingen. Aus: Jahresh. Ver. vaterl. Naturk. Württembg. 76 und 77. Stuttgart 1920/21.

Osteuropa-Institut, Breslau: Beiträge zur oberschlesischen Frage.
1. Oberschlesien und die Umgestaltung der europäischen Schwerindustrie durch den Versailler Vertrag.
2. Die wirtschaftliche Zugehörigkeit der Kreise Pleß und Rybnik zur oberschlesischen Montanindustrie.

Penck, Walther: Wesen und Grundlagen der morphologischen Analyse. Aus: Ber. Math. Phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., LXXII. Leipzig 1920.

Pollack, Vincenz: Theorie und Praxis des Studiums in der Geologie und Geomophologie an Technischen Hochschulen. Aus: Österreich. Wochenschrift für den öffentl. Baudienst. 1920.

Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 3/4. 1922.

Protokoll der Sitzung am 1. März 1922.

Vorsitzender: Herr RAUFF

Der Vorsitzende berichtet einleitend, daß eine große Anzahl von Mitgliedern der Gesellschaft in Anbetracht der großen finanziellen Notlage der Gesellschaft ihren Beitrag freiwillig verdoppelt hat. Bei der großen Zahl und den hohen Portokosten ist es nicht möglich, allen diesen Mitgliedern für ihre Unterstützung schriftlich zu danken. Der Vorsitzende spricht ihnen im Namen der Gesellschaft den herzlichsten Dank aus, und gibt der Hoffnung Ausdruck, daß dieses Beispiel Nachahmung findet, da die Druckkosten für die Zeitschrift auf das Dreißigfache des Friedenspreises[1]) gestiegen sind und weiter steigen werden, während die Mitgliederbeiträge bisher nur auf das Doppelte erhöht werden konnten.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Chemische Fabrik Griesheim-Elektron Frankfurt a. M., vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, PICARD und DIENST,

Herr Bergwerksdirektor EWALD SONNENSCHEIN, Herbede a. d. Ruhr,

Herr Bergwerksdirektor LUDWIG ACHENBACH, Wellinghofen bei Hörde in Westfalen,

vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, DECKER und FREMDLING,

Herr Berginspektor TH. TEUMER, Grube „Ilse“, N.-L., vorgeschlagen von den Herren KRAUSE, HÖRICH und GOTHAN,

---

[1]) Inzwischen (Mai 1922) auf mehr als das 50-fache des Friedenspreises gestiegen! (Der Schriftleiter.)

Geolog.-paläontolog. Institut und Bernsteinsammlung der Albertus-Universität Königsberg i. Pr., Lange Reihe 4, vorgeschlagen von den Herren ANDRÉE, KRAUS und POMPECKJ,

Herr Dr. WALTER HOPPE, Assistent am geolog. Institut der Technischen Hochschule in Darmstadt, vorgeschlagen von den Herren KLEMM, POMPECKJ und STEUER,

Herr ERNST HERMANN, stud. phil., Berlin, Seestr. 115, vorgeschlagen von den Herren BELOWSKY, DIETRICH und JANENSCH.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Die für die Bücherei als Geschenk eingegangenen Druckschriften werden vom Vorsitzenden vorgelegt.

Herr **F. SOLGER** hält hierauf seinen angekündigten Vortrag **„Zur Morphologie des Berliner Haupttales“**[2]).

An der Erörterung beteiligen sich Herr KEILHACK und der Vortragende.

Dann spricht Herr **E. FULDA „Zur Entstehung der deutschen Zechsteinsalze“.**

An der Aussprache beteiligen sich die Herren HARBORT, v. BÜLOW, ZIMMERMANN I, BÄRTLING, HAEHNEL und der Vortragende.

Das Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Hierauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

RAUFF. BÄRTLING. SOLGER.

---

[2]) Der Vortrag erscheint in den Abhandlungen.

Protokoll der Sitzung am 5. April 1922.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung von dem Ableben des erst im Februar aufgenommenen Mitglieds Herrn Oberregierungsrat KURT BERNER in Berlin.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen.

Als Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Bergwerksdirektor PAUL FIRLE in Kassel-Wilhelmshöhe, Fürstenstr. 18, und der

Bergbauliche Verein in Kassel, Bahnhofstr. 2,
vorgeschlagen von den Herren: Frh. WAITZ VON ESCHEN, BÄRTLING und DIENST,

Die *Geologisch-Mineralogische Sammlung der Landwirtschaftlichen Hochschule Hohenheim*, vorgeschlagen von den Herren: JOH. BÖHM, PLIENINGER, POMPECKJ,

Die *A.-G. für Anilinfabrikation*, Berlin SO 36, vorgeschlagen von den Herren: POMPECKJ, PICARD, und BÄRTLING,

Die Firma LEOPOLD CASSELLA & Co., G. m. b. H. in Frankfurt a. M., vorgeschlagen von den Herren: POMPECKJ DIENST, BÄRTLING,

Herr Prof. N. M. FEDOROWSKY in Berlin W 15, Lietzenburger Str. 11, vorgeschlagen von den Herren: DIENST, BÄRTLING, POMPECKJ.

Gewerkschaft Evelinensglück in Breslau 5, Gartenstraße 47, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, PICARD und DIENST.

Die Kandidaten der Geologie:

Herr SCHWARZ,

Herr SCHUCKMANN und

Herr UDLUFT in Frankfurt a. M., Geologisches Institut der Universität,
vorgeschlagen von den Herren W. HOFFMANN, PICARD und DIENST,

Herr Bergassessor Dipl.-Ing. E. REUSS in Herne i. Westf., Schamrockstr. 89, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, KRUSCH, DIENST,

Herr Geologe der Bataafschen Petroleum-Gesellschaft Dr. OTTO DREHER im Haag i. Holland, Carel van Bylandt-laan 30, vorgeschlagen von den Herren: BÜCKING, HARBORT, BERNAUER,

Herr Dipl.-Ing. HUGO GORNICK, Charlottenburg, Schloßstraße 3, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, POMPECKJ, QUIRING,

Herr Postrat TUCH, Berlin-Lichterfelde-Ost, Lange Straße 1, vorgeschlagen von den Herren HAEHNEL, BELOWSKY, BÄRTLING.

Die Vorgeschlagenen werden als Mitglieder aufgenommen.

Die als Geschenk für die Bücherei eingegangenen Druckschriften werden vom Vorsitzenden vorgelegt.

Herr **W. WOLFF** macht eine kurze Mitteilung

Über einen Interglazialtorf aus Holstein,

der wegen seiner sehr bemerkenswerten geologischen Lage von Interesse ist. Im Herbst 1921 wurde im westlichen Holstein, bei Nienjahn, ungefähr 4½ km südlich von dem (westlich von Neumünster gelegenen) Bahnort Hohenwestedt, eine kleine Bohrung gemacht, bei der man überraschenderweise in 7 m Tiefe auf einen alten und sehr festen Torf stieß. Der Bohrpunkt befand sich in einer Wiese inmitten einer ziemlich weiten und flachen Einsenkung des leicht hügeligen Geländes. Der Boden dieser Wiese bestand aus Moorerde, stellenweise auch aus Torf, worunter zunächst ein steinfreier Sand von mittlerem Korn folgte. Bei 4 m Tiefe fing dieser Sand an, humos zu werden, und bei 7,5 m stellte sich ein fester, dichter Saprope1torf (Mudde) ein, der bei 8,2 m von einem filzigen, kurzfaserigen, lockeren, in dünne Scheiben spaltenden Schwemmtorf abgelöst wurde. In ungefähr 9,6 m Tiefe kam der Sandgrund. Dieser bestand aus gröberem Sand als der hängende und enthielt Gerölle.

Herr Professor WEBER in Bremen, der schon so manchen Diluvialtorf mit unübertrefflicher Sorgfalt untersucht hat, war so freundlich, eine kleine Probe aus jeder der beiden Moorschichten botanisch zu analysieren. Die Raumknappheit verbietet mir leider, seine Analyse hier ungekürzt einzuschalten. Über den unteren Torf sagt er: „Mikroskopisch wurden darin die Blütenstaubkörner einer Fichte

in beträchtlicher Menge angetroffen, sehr spärlich solche einer Föhre, einer Tanne, einer Birke, einer Pappel und einer Erikalee, ganz vereinzelt Sporen eines Bleichmooses und eine Winterspore eines Rostpilzes *(Puccinia* cf. *graminis).* Zahlreich fanden sich die Trümmer der Äste von Bleichmoosen, aber nur ganz vereinzelt ein winziger Blattfetzen eines solchen (*Sphagnum* cf. *recurvum*), reichlich die Bruchstücke 2—2,5 μ dicker, weitläufig gegliederter brauner Pilzfäden und Trümmer der Oberhaut und der Faserbündel der Staubfäden von *Eriophorum vaginatum.* Es liegt demnach, soweit sich nach der kleinen Probe urteilen läßt, ein Schwemmtorf vor, der wahrscheinlich durch Zusammenschwemmen eines von den Wellen abgetragenen Hochmoores entstanden ist.

In 1 ccm aufgeweichten Torfs wurden 6300 bestimmbare Blütenstaubkörner windblütiger Bäume gezählt. Davon gehörten rund 5600 zu *Picea*, 250 zu *Pinus*. Unter 1000 Blütenstaubkörnern von Bäumen waren durchschnittlich 866 von *Picea*, 34 von *Pinus*, 56 von *Betula*. Der Rest verteilt sich auf *Carpinus*, *Populus* und *Abies*."

Der Befund der oberen Torfschicht, die Prof. Weber als „Mudde" bezeichnet, war wesentlich anders: „Eine Makrospore von *Isoetes lacustris*, zahlreiche Blütenstaubkörner einer Föhre, auffallend weniger zahlreich die einer Fichte, spärlich die einer Birke, vereinzelt solche von Gräsern. Sporen von Bleichmoosen und Blütenstaubkörner von Erikaleen sind häufiger als in der vorigen Probe. Außerdem wurden in geringer Zahl Trümmer von Astmoosblättern *(Hypnum* sp.) angetroffen.

In 1 ccm des aufgeweichten Torfes wurden rund 6200 Blütenstaubkörner windblütiger Bäume gezählt, wovon 5000 auf *Pinus*, rund 1100 auf *Picea* kamen. Unter 1000 Blütenstaubkörnern von Bäumen fielen 810 auf *Pinus*, 176 auf *Picea*, 14 auf *Betula*."

Im ganzen schließt Weber: „Das reichliche Vorkommen der Blütenstaubkörner der Fichte läßt unter Berücksichtigung der phytogeographischen Region, in der sich die Fundstelle findet, auf ein diluviales Alter des Torfes schließen. Beachtenswert ist in beiden Proben das Fehlen der Blütenstaubkörner der Eiche und Erle. Der Torf muß zu einer Zeit entstanden sein, als diese Bäume in der Gegend nicht oder nur sehr spärlich wuchsen." Das Zurücktreten der Fichte vor der Föhre in der Mudde erinnert ihn an die gleiche Erscheinung im Diluvialtorf von

Honerdingen bei Walsrode[1]) in der südwestlichen Lüneburger Heide und könnte vielleicht mit einem Rauherwerden des Klimas mit starker Verminderung des Schneefalls zusammenhängen.

Die hangenden, humusreichen Sandschichten betrachte ich als eine Abschwemmung von den umgebenden sandigen Anhöhen, die während der rauhen, vegetationsarmen Zeit der jüngsten Vergletscherung erfolgte, als das Inlandseis sich dieser Gegend bis auf 23 km näherte und seine öden Schmelzstrom-Sandfelder bis auf 10 km heranschob. In jener Zeit vollendete sich die Verwischung der Formen des mittelglazialen Hügellandes im westlichen Schleswig-Holstein durch massenhafte Bodenverlagerungen von den Gehängen nach den Mulden; damals füllten sich die erstorbenen See- und Moorbecken und die toten Talwinkel dieser Landschaft so hoch mit Sand und zuweilen auch mit Kies auf, daß sie jetzt oft kaum noch erkennbar sind. Es ist dieselbe Erscheinung wie sie von den jung-interglazialen Beckenmooren der Gegend von Brörup im südlichen Jütland durch die dänischen Fachgenossen[2]) so sorgfältig beschrieben ist, und wie sie sich am Diluvialtorflager von Drelsdorf bei Bredstedt in Nordfriesland, an den Torf- und Seekalklagern von Dückerswisch, Hohenhörn, Kl. Bornholt und Beldorf am Nordostseekanal, von Schulau, Winterhude[3], Ohlsdorf, Ost-Steinbeck, Witzhave u. a. O. bei Hamburg und vom Kuhgrund bei Lauenburg wiederholt, und wie sie auch an zahlreichen Orten des nordwestlichen Hannover, z. B. den Kieselguhrlagern des oberen Luhetales südwestlich von Lüneburg, und dem Seekalk von Godenstedt bei Zeven, von Nedden Averbergen bei Verden und von Honerdingen auftritt. Die Deutung mancher dieser Vorkommnisse hat im Verlauf der Entwickelung der Flachlandgeologie gewechselt und ist auch jetzt nicht einheitlich. Man hat meine oben dargelegte Auffassung der Deckschichten dieser Vorkommen lebhaft bestritten, insbesondere bezüglich des Vorkommens von Ham-

---

[1]) Vgl. C. A. Weber, Über die fossile Flora von Honerdingen und das nordwestdeutsche Diluvium. Abhandl. d. naturwiss. Ver. z. Bremen 1896, Bd. XIII, H. 3.

[2]) Jessen, Madsen, Milthers u. Nordmann, Brörup-Mosernes Lejringsforhold, Danmarks geologiske Undersögelse, IV. R., Bd. 1, Nr. 9, Kopenh. 1918.

[3]) W. Wolff, Das Diluvium der Gegend von Hamburg. Jahrb. der preuß. geol. Landesanstalt 1915, Bd. XXXVI, Teil II, H. 2.

burg—Winterhude, indem man die jüngste Vergletscherung auch über den Westen der cimbrischen Halbinsel sich verbreiten ließ. Ich halte aber mit Entschiedenheit an meiner Auffassung fest und betrachte die Bohrung Nienjahn als einen wichtigen Stützpunkt in der Beweiskette von Brörup bis Hamburg, durch die der Westen Südjütlands und Schleswig-Holsteins als eisfreies Gebiet während der letzten Vergletscherung erwiesen wird. In den geschlossenen Mulden und in den Weitungen der Täler dieses Gebietes hatten sich in der unmittelbar vorhergehenden Interglazialzeit Torf- und Süßwasserablagerungen gebildet. In die tiefsten Teile, namentlich in die nordfriesische und die Eidersenke war das Eem-Meer eingetreten; die Kiese und Sande über den nordfriesischen Eemschichten, abgelagert in einer nördlichen Fortsetzung des Elburstromtales, entsprechen zeitlich den Sanden über den eben aufgezählten interglazialen Süßwassersedimenten der benachbarten Geest.

Herr E. ZIMMERMANN I (Berlin) legte die Handzeichnung eines über 145 km Länge sich erstreckenden, im Maßstabe von 1:25 000 der Längen, 1:16 667 der Höhen gehaltenen, fast 6 m langen

Geologischen Querprofils durch Thüringen von Suhl über Ilmenau und Weimar nach Halle,

ferner die gleichartige Handzeichnung eines Längsprofils aus der Gegend von Zeitz über Kösen bis in die Gegend von Wiehe, sowie Farbenandrücke der teilweise von ihm bearbeiteten, noch in diesem Jahr seitens der Geologischen Landesanstalt erscheinenden geologischen Übersichtskarten 1:200 000 der Blätter Kassel, Fulda, Sondershausen und Jena und die Originalhandzeichnung der gleichen, später erscheinenden Übersichtskarte von Blatt Halle, endlich die zu letzterer Karte gehörigen 1:100 000-Blätter Querfurt, Halle, Naumburg und Zeitz in kolorierten Handzeichnungen, letztere vier in doppelter Ausführung: abgedeckt und unabgedeckt, vor und knüpfte daran u. a. folgende Bemerkungen:

Das obengenannte Querprofil ist — durch Verlängerung von Weimar bis nach Suhl hin — hervorgegangen aus dem Entwurf zu demjenigen Profil (von Weimar bis Halle), welches der oben gleichfalls genannten Übersichtskarte Halle in deren Maßstab (1:200 000 der Längen), aber mit vierfacher Überhöhung beigegeben werden wird.

Dieses und das Längsprofil haben ihren besonderen Wert dadurch, daß sie nicht nur auf die Oberflächenaufschlüsse gegründet, sondern auch durch zahlreiche Tiefbohrungen (24 und 14) gelegt und dadurch kontrolliert sind. Sie zeigen vor allem die Gliederung der Trias und des darunter lagernden Zechsteins, das Querprofil außerdem an seinen beiden Enden die Stratigraphie des Rotliegenden, das einerseits (bei Halle) außer dem Oberrotliegenden nur aus dem mächtigen Älteren und Jüngeren Porphyr und einer sedimentären Zwischenschicht aufgebaut ist (das Profil reicht nicht bis zu der ebenfalls sedimentären Sennewitzer Deckschicht), anderseits (im Thüringer Wald) aus zahlreichen und sehr verschiedenartigen, sehr sauren bis sehr basischen, im Vergleich zu Halle viel weniger mächtigen Eruptivlagern und mancherlei Tuffen und Sedimenten gebildet ist. Im Thüringer Wald wird außerdem die granitische Unterlage des Rotliegenden, am Ehrenberg bei Ilmenau deren Kontakthof, in der Bohrung Gräfinau-Dörnfeld bei Stadtilm das nichtmetamorphe Kambrium als unmittelbare Unterlage des Zechsteins sichtbar, und unter der Stadt Halle ist als Unterlage des älteren Porphyrs das Steinkohlengebirge eingezeichnet. Auf der Strecke von Gräfinau bis Halle ist nicht bekannt und darum auch nicht dargestellt, ob unter dem Zechstein erst noch Rotliegendes oder welche andere Formation folgt.

Die Lagerung der Trias und des Zechsteins ist flachwellig, auf lange Strecken hin auch fast eben, wenn auch meist nicht horizontal. Seltener sind steile Neigungen; von diesen ist die durch ihre besonders große Höhe bemerkenswerteste diejenige bei Halle, wo sich Buntsandstein und Zechstein aus der Passendorfer Mulde herausheben (siehe auch die Tabelle weiter unten). Außerdem werden eine große Zahl von Einzelverwerfungen, Störungszonen und Überschiebungen sichtbar. Sowohl die Sättel und Mulden als auch die Verwerfungen (i. w. S.), die das Profil schneidet, setzen, wie die Karten zeigen, oft sehr weit, manchmal auch nur wenig weit fort, lösen einander ab (Ilmenauer und Ehrenberg-Randspalte) oder gehen ineinander über (z. B. der Südflügel des Döllstädter Sattels in die südliche Remdaer Störungszone). Als Überschiebungen sind die südliche (Suhler) und nördliche (Ilmenauer) Randspalte des Thüringer Waldes, ebenso die Manebacher Verwerfung, durch Bergbau nach-

gewiesen; bei anderen Spalten ist fast stets unbekannt, ob sie normale Verwerfungen oder Überschiebungen sind, und ihre Eintragung im Profilbild ist darum willkürlich und soll keinerlei Vermutung über ihr wirkliches Einfallen, sondern nur die Tatsache des Vorhandenseins ausdrücken. Sicher als Überschiebung, und zwar als wahrscheinlich flachste und weitest ausgreifende, ist die Finnestörung nachgewiesen, die bei Rastenberg und Burgwenden durch drei Tiefbohrungen durchsunken ist. Ihre bildliche Darstellung durch Everding in der bekannten Kalifestschrift ist viel zu kompliziert und durchaus unwahrscheinlich, wenn ich auch durchaus nicht leugnen will, daß meine Darstellung (als eine einzige Verschiebungsfläche) wohl zu sehr schematisch vereinfacht ist; Naumann hat ja von einem oberirdischen Aufschlusse derselben, von Schafau bei Rastenberg, schon ein eingehenderes Bild mit vier parallelen, engbenachbarten Verschiebungsflächen gegeben, die aber bei meinem Maßstab kaum eingetragen werden können.

Bemerkenswert ist, daß nur bei Suhl auf den Spalten sich stärkere Mineral- (Eisenerz, Fluß- und Schwerspat, auch Quarz) Gänge ausgeschieden haben, daß auch die große, vom Profil nur an ihrem südöstlichen Anfang getroffene Kehltalspalte in ihrem weiteren Verlauf nach NW sich durch Schwer- und Flußspatfüllung und durch hineingestürzte und zum Teil verkieselte Zechsteinmassen als anfangs offene Spalte erwiesen hat und daß die Ilmenauer Randflexur nach SO hin in dem mächtigen Floßberggang (Flußspat) fortsetzt (was in der Profildarstellung durch Fortsetzung auch nach unten hin angedeutet werden soll), daß dagegen auf den die Trias durchsetzenden Spalten stärkere Mineralausscheidungen nicht erfolgt sind, die Spalten also wohl geschlossen waren. Theoretische Folgerungen aus diesen Tatsachen zu ziehen, sei anderen überlassen.

Werte über das Ausmaß der Faltungen, Flexuren und Schichtverschiebungen an Verwerfungen und Überschiebungen sind am besten aus der (beobachteten oder geschätzten) Lage der Unterkante des Zechsteins gegenüber Normalnull zu entnehmen und sind in folgender Tabelle zusammengestellt. In dieser geben die Zahlen der ersten senkrechten Reihe die Entfernung in Kilometern von dem als Nullpunkt angenommenen Westrand von Blatt Suhl am Linsenhof 0,8 km südwestlich vor der südlichen Thüringerwald-Randspalte; die Zahlen der dritten Reihe geben die (meist geschätzte) Höhenlage über

(+) oder unter (—) Normalnull in Metern, die Zahlen der vierten Spalte den jeweiligen Unterschied dieser Höhenlagen von einander an.

Entfernung vom Nullpunkt in km		Unterkante des Zechsteins bei rund m Tiefe	Höhenunterschied	
0	Westrand von Blatt Suhl beim Linsenhof	+ 200		Südliches Vorland des Thüringer Waldes
			+ 900	
7	Über dem Beerberg und Schneekopf	> + 1100		Kamm des Thür. Waldes
			— 650	
20	Unter der Stadt Ilmenau	+ 450		Nördliches Vorland des Thüringer Waldes
			— 450	
24	Grenze von Blatt Ilmenau und Plaue	± 0		
			— 300	
29	Bohrloch Gräfinau-Dörnfeld	— 300		
			— 100	
39	Bohrloch Groß-Hettstedt	— 400		
			— 100	
54	Bohrloch Berka a. Ilm	— 500		
			— 500	
69	Bohrloch Denstedt b. Weimar	— 1000		Thüringer Zentralbecken
			— 300	
85	Bohrloch Buttstädt	> — 1300		
			+ 900	Rastenberger Überschiebung = Finnestörung
95	Bohrloch Thüringen	— 400		Finneplateau
			— 800	
113	Bohrloch Göhrendorf	— 1200		Querfurter Mulde
			+ 600	
128	Bohrloch Oberteutschenthal I	— 600		Teutschenthaler Sattel
			— 700	
135	Bohrloch Zscherben III	— 1300		Passendorfer Mulde
			+ 1400	
141	Stadt Halle	+ 100		Stadt Halle

Danach hat also die Unterkante des Zechsteins, der, wie ich früher nachgewiesen habe, mindestens bei Oberhof, also ganz nahe an der Profillinie, den Thüringerwald überdeckt hat, ihre höchste Höhenlage über dem Beerberg und Schneekopf in mindestens + 1100 m Höhe, ihre tiefste

unter dem Thüringer Zentralbecken bei Buttstädt in — 1300 m Tiefe gehabt, ein sehr schneller und zugleich der höchste ununterbrochene Anstieg, um 1400 m auf 6 km Entfernung, hat bei Halle stattgefunden aus etwa — 1300 m Tiefe in der Bohrung Zscherben III zu mindestens + 100 m Höhe über der Stadt Halle; die saigere Verschiebung an der Rastenberger Überschiebung beträgt rund 900 m.

Für das Alter der besprochenen Lagerungsstörungen, nicht nur soweit sie von dem Profil geschnitten werden, sondern auch weithin seitwärts, gibt nur die Tatsache einen Anhalt, daß die Hallesche Braunkohlenformation (Eocän) sich an verschiedenen Stellen, so gerade auch bei Halle selbst, über die Störungszone, nachdem deren Höhenunterschiede durch eine, zum Teil gewiß gewaltige Abtragung eingeebnet waren, horizontal hinweggelegt hat. Die Störung muß also in der Kreidezeit oder noch früher erfolgt sein, wobei daran zu erinnern ist, daß der Obere Lias in Thüringen an den Störungen noch teilgenommen hat. Die Beziehungen zum Cenoman des überdies sehr weit entfernten Ohmgebirges, des einzigen Gebiets, wo in Thüringen Kreide erhalten geblieben ist, können und müssen hier um so mehr unerörtert bleiben, als die dortigen Störungen, nicht dem sonst üblichen herzynischen (NW-), sondern dem NNO—SSW-System angehören und bis heute noch nicht nach neueren Gesichtspunkten untersucht zu sein scheinen. —

Das Profil macht außerdem noch den Reichtum des Thüringer Untergrunds an Salzlagern sichtbar, wobei noch zu beachten ist, daß das im Mittleren Muschelkalk bei Erfurt und Gotha in Thüringen ebenfalls nachgewiesene Steinsalz nicht mit dargestellt ist, da es von keiner der berührten Tiefbohrungen getroffen wurde. Dagegen zeigt sich das Rötsalz in weiter Verbreitung; es ist bei Eisenach, Arnstadt, Weimar, Buttstädt, Gräfentonna, Mühlhausen, Sondershausen u. a. O. in 16 bis 54 m Mächtigkeit erbohrt und dürfte sich also zusammenhängend mindestens unter dem ganzen Thüringer Zentralbecken ausdehnen. — In weiter Verbreitung zeigt sich dann das Jüngere Salz des Oberen Zechsteins; in der Profillinie ist es von jeder Bohrung zwischen Halle und Weimar (außer in Rastenberg, wo es aber wohl nachträglich wieder zerstört ist), getroffen worden, zumeist ist darin auch der Rote Salzton und Pegmatitanhydrit nachgewiesen, jenes wichtige Schichtenpaar, das es wieder in eine obere und eine untere Salzfolge zerlegt. — Von diesem Jüngeren Steinsalz durch

den Hauptanhydrit und Grauen Salzton, bzw. durch deren partielle oder vollständige Stellvertreter, den Plattendolomit und Unteren Letten, getrennt, sehen wir dann das Ältere Steinsalz mit seiner — allerdings nach SW hin an Mächtigkeit abnehmenden — Kalisalzdecke eine ebenfalls gewaltige Ausdehnung besitzen. Es ist von Halle bis Weimar zusammenhängend durch die Tiefbohrungen nachgewiesen. In der Gegend der Ilmtalstörung scheint es aber auszukeilen. Denn wenn auch in den weiter südwestlich, zwischen Weimar und Ilmenau, niedergebrachten Bohrungen ein dem typischen Älteren Steinsalz petrographisch überaus ähnliches Steinsalz von ziemlich großer Mächtigkeit (53 — 189 m), nachgewiesen ist, so ist dies doch nicht nur so frei von Kali und Magnesiasalzeinlagerungen, daß daraus durch Aussolung die Sole für das vorzügliche Speisesalz („Fürstensalz") der Saline Stadtilm gewonnen wird, sondern es ist auch das darüber lagernde Schichtenprofil ganz anders entwickelt, insbesondere tritt hier — wenigstens stellenweise — außer dem Plattendolomit noch ein zweiter Dolomit auf, der seinerseits petrographisch dem Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins gleicht und in den Bohrungen Berka und Rettwitz bei Kranichfeld bis 34 und 40 m Mächtigkeit erreicht. Ich möchte darum diesen Salzhorizont mit dem „Ältesten Steinsalz" der Mansfelder Mulde parallelisieren, wenn dieses hier auch nur 6 m mittlere Mächtigkeit besitzt. Leider ist keine der Bohrungen zwischen Weimar und dieser Mulde tief genug, um sichere Auskunft zu geben, ob dieser Horizont hier zusammenhängend durchstreicht.

Endlich ist noch zu betonen, daß die beiden Profile auch den Übergang des Staßfurter in den Werrataltypus des Oberen Zechsteins vor Augen führen, indem sie insbesondere den allmählichen Ersatz des Hauptanhydrits und Grauen Salztons durch den Plattendolomit und Unteren Letten hervortreten lassen, wie ich das schon einmal in dieser Zeitschrift Bd. 65, 1913, S. 357 ff. besprochen habe. (Hierzu sei nur noch als besonders wichtig nachgeholt, daß in der Bohrung Denstedt bei Weimar nicht nur das Ältere Stein- und Kalisalz und der Hauptanhydrit der Staßfurter Fazies, sondern auch an des letzteren Sohle typischer Plattendolomit der Werrafazies und in seinem Hangenden Jüngeres Steinsalz wieder der Staßfurter Fazies entwickelt sind.) Die Werrafazies ist also nicht nur für das Werragebiet südwestlich des Thüringer Walds, sondern auch für dessen nordöstliches Vorland und für das Ostthüringische

Zechsteingebiet bis an und ein Stück über die Saale bei Naumburg hinaus bezeichnend und wird erst in Inner-, Nord- und Nordwestthüringen durch die Staßfurter Fazies verdrängt, ist also wohl als eine Rand- und Küstenfazies aufzufassen.

An der Erörterung beteiligen sich die Herren: ASSMANN, WEISSERMEL, SCHRIEL, POMPECKJ und der Vortragende.

Der Vorsitzende dankt den Vortragenden für ihre wertvollen Mitteilungen und schließt die Sitzung nach Genehmigung des Protokolls.

v. w. o.

POMPECKJ. RAUFF. BÄRTLING.

Briefliche Mitteilungen.

4. Über die Quarzgänge zwischen Zobten und Striegau in Schlesien.

Von Herrn L. VON ZUR MÜHLEN.

(Mit 1 Textfigur.)

Berlin, den 25. November 1921.

Das Gelände zwischen Striegau und Zobten umfaßt die Meßtischblätter Striegau, Ingramsdorf, Mörschelwitz und Weizenrodau und gehört in seinen Hauptzügen schon der schlesischen Ebene an. Vereinzelt tauchen aus derselben Bergrücken und Hügel verschiedener kristalliner Gesteine empor, deren genaue Kartierung ihre alle bisherigen Angaben übertreffende Ausbreitung und zusammenhängende gesetzmäßige Anordnung zeigt.

Von Zobten aus verläuft in südost-nordwestlicher Richtung über Striegau hinaus ein durch verschiedene Bergrücken und Hügel angedeuteter und aus der Ebene emporragender Granitzug. Am breitesten ist derselbe am Zobtenberge und auf Blatt Weizenrodau entwickelt, nach Striegau zu verschmälert er sich beträchtlich, wodurch seine Form den Umriß eines nach NW sich zuspitzenden Keiles annimmt.

Die Fortsetzung dieses Zuges liegt auf Blatt Jauer und Hohenfriedeberg, dessen genaue geognostische Aufnahme seinen weiteren Verlauf angeben dürfte.

Die Erstreckung des Granits wird im speziellen deutlich durch die Kartierung der einzelnen Granitkuppen gekennzeichnet, die eine schöne Bestätigung der Untersuchungen von CLOOS[1]) gibt. In der Hauptsache verläuft der Granitzug ungefähr von NW nach SO, nur bei Kratzkau kann man bei den Hügeln eine andere, nordnordwestliche bzw. südsüdöstliche Längsrichtung feststellen, womit gleichzeitig die Richtung der dort im Granit aufsetzenden Quarzgänge übereinstimmt.

An die Nordostflanke dieses Granitzuges legt sich eine Zone kontaktmetamorpher Schiefer[2]) an, die in ihrer genauen Ausbildung von Guhlau aus über den Streitberg bei Striegau zu verfolgen ist. Als wichtigste Gesteine derselben wären verschiedene Glimmerschiefer, Knotenglimmerschiefer, Glimmerhornfelse, Kieselschiefer und Graphitschiefer zu nennen, in denen im Gebiet zwischen Domanze und Raaben verschiedentlich Amphibolitstöcke auftreten. Auf diesen in seiner Breite von einigen hundert Metern bis zu mindestens 2,5 km breiten Kontaktgürtel folgt eine Zone von Grün- (genetisch den Amphiboliten entsprechend) und Phyllitschiefern, deren äußere Grenze durch das nach N an Mächtigkeit zunehmende Tertiär und Diluvium verschleiert wird. In ihren Hauptzügen streichen beide Schieferzonen, gleich der Erstreckung des Granits, von SO nach NW. Eine Ausnahme hierin bilden die im Granit von Gohlitsch eingeschlossene Glimmerhornfelsscholle[3]) und die Graphitschiefer und Glimmerhornfelse bei Schönfeld, nördlich Kratzkau, die bei steilem Einfallen eine ostwestliche Streichrichtung zeigen.

Die Südwestflanke des Granitzuges ist größtenteils vom Diluvium und Tertiär verhüllt. Nur südlich Gräben, bei den Ritter- und Fuchsbergen, tauchen aus ihrer Decke die dort von O nach W streichenden Knotenglimmerschiefer, Glimmerhornfelse und Graphitschiefer empor, an die sich weiter südlich Grünschiefer und Phyllite anlehnen.

---

[1]) Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., H. 81, 1920. Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Sammlung Vieweg. Braunschweig 1921.

[2]) Nicht einbegriffen hierbei ist das mehr östlich gelegene, verwickelter gestaltete Gebiet von Marxdorf.

[3]) CLOOS: Geologie der Schollen usw.



Skizze der Quarzgänge zwischen Zobten und Striegau.

Zweifelsohne gehört das ganze Schiefergebiet zum ursprünglich nur aus Phylliten und Grünschiefern bestehenden Vorgelände der Gneise des Eulengebirges. Erst die nachträgliche jüngere Granitintrusion bewirkte die Ausbildung der beiderseitig an sie anschließenden Kontaktzonen.

Innerhalb des Granits, sowie an dessen Grenze gegen die Schiefer und fernerhin in den Schiefern selbst, hauptsächlich in den kontaktmetamorph veränderten, treten in ihrer Längserstreckung und Breite stark wechselnde Quarzgänge und verquarzte Zonen auf. Als wichtigste auf den Blättern Striegau, Ingramsdorf und Mörschelwitz sind folgende zu nennen:

I. Innerhalb des Granits aufsetzende Gänge.

1. Die „Weißen Kühe" des Zobtenberges (Blatt Zobten).

Eine Beschreibung beider Gänge gibt Finckh in den Erläuterungen zu Blatt Zobten, in der älteren Literatur Roth[4]). Es sind dieses zwei im Granit verlaufende, vielfach durch eine wallartige Erhebung von dem Nebengestein sich abhebende, aus weißem Quarz bestehende Gänge. Ihre Länge beträgt nach den Untersuchungen Finckhs 2,8 und 2 km, die Breite im Höchstfall keine 100 m. Als Fortsetzung des östlichen Ganges wäre vielleicht das isoliert aus dem Diluvium emporragende Quarzvorkommen bei Strehlitz (Blatt Mörschelwitz) aufzufassen.

2. Quarzgänge auf Blatt Mörschelwitz.

Außer dem eben erwähnten Quarzgang von Strehlitz treten innerhalb des Ströbeler Granits ganz unbedeutende Gängchen auf, desgleichen ist eine ein paar Meter mächtige verquarzte Zone an der Ostseite des Ströbeler Quarzspatbruchs bekannt. Roth erwähnt östlich Ströbel einen NW—SO und einen W—O streichenden Gang, von denen jener mit dem Strehlitzer identisch sein dürfte.

3. Der Quarzgang von Kratzkau.

Der schon von Roth kurz erwähnte Quarzgang von Kratzkau gehört nach seinen Ausmaßen zu den mächtigsten Gängen des ganzen Gebietes. Seine Länge beträgt über 2,5 km, die größte Breite 300—400 m. Er wird von drei

---

[4]) Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge und den umliegenden Gegenden. Berlin 1867.

isolierten, aus der Ebene sich heraushebenden, NNW—SSO gestreckten Kuppen gebildet, von denen die nördlichste, höchste, den Kratzkauer Parkberg darstellt, sich steil von der übrigen Landschaft abhebt und schroff gegen das Weistritztal abfällt. Dieser 600 m lange und im Höchstfall gegen 300 m breite Hügel ist nur in seiner westlichen Hälfte lößfrei.

Gleich südlich des Dorfes Kratzkau liegt inmitten des Ackers ein unbedeutender, sich kaum heraushebender, gegen 100 m langer Quarzrücken. Die südlichste und breiteste, sich vom übrigen Gelände schön abhebende Kuppe dieses zweifelsohne zusammenhängenden Ganges befindet sich 1½ km südsüdöstlich von Kratzkau. Sie ist 600 m lang und an der breitesten Stelle 400 m breit.

Längs der ganzen Ostflanke wird der Gangzug von isolierten, reihenförmig aus dem Diluvium emportauchenden Granitkuppen begleitet. Im W ist der Granit im Anstehenden nur als großer Hügel bei Gohlitsch bekannt, ferner hat man ihn auf dem Gutshofe des Dominiums Kratzkau erbohrt. Demnach scheint der Gang ausschließlich im Granit zu verlaufen.

4. Die Quarzgänge von Schmellwitz und Neu-Sorgau.

Gegen ¾ km östlich des Dorfes Schmellwitz legt sich an die dortige Endmoräne ein NNW—SSO verlaufender, durch Lesestücke deutlich zu verfolgender Quarzgang an. Das Nebengestein ist unbekannt.

In gerader Linie, etwa 2½ km nordwestlich hiervon, tritt hart am Dorfe Neu-Sorgau erneut Quarz zutage, an den sich östlich Granit anschließt. Der Zusammenhang beider Gänge kann infolge der mächtigen Tertiär- und Diluvialdecke nicht verfolgt werden.

5. Der Quarzgang von Guhlau.

Eine sehr bedeutende verquarzte Zone befindet sich gleich nördlich des Dorfes Guhlau. Teilweise liegt sie im Granit, dessen verquarzte Struktur lokal zu erkennen ist. Im Nordwestwinkel des dortigen Steinbruchs ist bereits ein vollkommen verquarzter Glimmerschiefer, in dem sich die Zone weiter nach NNW fortsetzt, nachzuweisen. Der verquarzte Südzipfel des aus kontaktmetamorphen, kristallinen Schiefern aufgebauten Galgenberges bei Domanze wäre ebenfalls diesem Gangzuge zuzurechnen.

6. Der Quarzgang zwischen Preilsdorf und Niklasdorf.

Mitten im Acker zwischen den Dörfern Preilsdorf und Niklasdorf läßt sich an Lesestücken ein nordwest—südöstlich verlaufender, wenig hervortretender und gegen 500 m langer Quarzgang verfolgen. 300 m nordwestlich kommt er nochmals in unbedeutender Ausdehnung zum Vorschein. Sein Nebengestein ist nirgends erschlossen, doch sprechen einzelne Handbohrungen für anstehenden Granit.

An der Landstraße zwischen Grunau und Järischau liegt im Felde ein 200—300 m langer, vom übrigen Gelände sich nur wenig abhebender Quarzgang. Sein Nebengestein ist unbekannt.

7. Der Puschkau—Grunauer Quarzgang.

Im Wäldchen gleich östlich Puschkau beginnt ein aus vier isolierten Kuppen zusammengesetzter, sich über das Tal des Striegauer Wassers hinziehender und nordwestlich der Muhrau—Preilsdorfer Chaussee endigender Quarzgangzug. Seine Richtung ist nordwest—südöstlich. Die Gesamtlänge beträgt 1,5 km, die der einzelnen Hügel schwankt von 150—300 m; die Breite dürfte kaum über 100 m betragen. Das Nebengestein, der Granit, tritt an der Muhrauer Chaussee als Kuppe zutage und ist durch Bohrungen verschiedentlich erschlossen worden.

8. Der kleine Quarzgang des Järischauer Berges.

Im Granit des Järischauer Berges ist ein gegen 300 m langer und nur wenig mächtiger Quarzgang bekannt, desgleichen werden derartige Gänge von Gürich[5]) aus dem Granit von Jauer erwähnt.

II. Quarzgänge an der Grenze von Granit und Schiefer.

1. Der große Quarzgang der Järischauer Berge.

Zu den bekanntesten Gängen[6]) dieser Gruppe gehört der am Kontakt von Granit gegen die kristallinen Schiefer gelegene, gegen 200 m breite und 900 m lange Quarzgang der Järischauer Berge. Die Verquarzung hat hauptsächlich, wie aus den Aufschlüssen zu ersehen ist, den Granit betroffen. Teilweise entspricht der Gang bereits einer verquarzten Zone.

---

[5]) Über Granit und Quartär der Gegend von Jauer. Jahrb. der Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., 1904, Bd. XXV.

[6]) Roth, Erläuterungen usw.

2. Verquarzte Zonen im Kontakthof von Granit und kristallinen Schiefern.

Ein ungleichmäßig verquarzter Kontakthof zwischen Granit und kristallinen Schiefern findet sich am Südostende des Streitberges, desgleichen an der Grenze des Konradswaldauer Granitmassivs gegen den Hohenposeritzer Schiefer. Auch der seit ROTH bekannte Quarz gleich nördlich Saarau gehört hierzu.

III. Quarzgänge im kristallinen Schiefer.

Hierzu gehört der im Granit bei Guhlau beginnende und sich nach dem Galgenberg fortsetzende Quarzzug. Er bildet eine regelrechte verquarzte Zone und verliert nach Domanze hin seinen gangförmigen Charakter. Dementsprechend ist sein Übergang in die kristallinen Schiefer allmählich.

Im S des Dorfes liegt anscheinend im Schiefer ein weiterer, NNW—SSO gerichteter Quarzgang.

Vollkommen verquarzter Schiefer findet sich westlich der Buschmühle am rechten Weistritzufer gegenüber Domanze, desgleichen an vielen Stellen des Hohenposeritz—Freudentaler Schiefermassivs, namentlich beim Reusewinkel und zwischen diesem und Hohenposeritz. An regelrechten, auf weitere Strecken zu verfolgenden Gängen fehlt es dort meistens. Eine Ausnahme bildet der bekannte, NW—SO streichende Quarzgang bei der Kirche Hohenposeritz, auf den schon ROTH hingewiesen hat.

Weiter im NW wäre aus den Kieselschiefern von Järischau ein unbedeutender Quarzgang zu nennen, ferner erwähnt ROTH mehrere, schon nicht mehr dem beschriebenen Gebiet angehörende Quarzgänge bei Nikolstadt, Groß-Wandris, Merschütz, zwischen Bernsdorf und Jänowitz und östlich Tentschel.

Die allgemeine nordwest—südöstliche Streichrichtung aller Gänge entspricht der Erstreckung des Hauptgranitzuges und dem Streichen der an ihn nördlich anschließenden Schiefer. Eine unbeträchtliche Abänderung macht sich in der Gegend zwischen Schmellwitz, Kratzkau und Guhlau bemerkbar, wo die Gänge gleich den sie begleitenden Granitkuppen nordnordwest—südsüdöstlich verlaufen. Anscheinend hat hier das gesamte Granitmassiv eine geringfügige, nach S gerichtete Knickung aufzuweisen. Wahrscheinlich sind

die Gänge auf einheitliche Spaltsysteme zurückzuführen. Es läßt sich nicht immer mit Sicherheit feststellen, inwieweit die einzelnen Quarzkuppen im Zusammenhang stehen, da infolge der tertiären und diluvialen Deckschicht ihre Verfolgung auf größere Schwierigkeiten stößt. Alle Gänge scheinen an mehrere weit verlaufende Linien gebunden zu sein, in denen nur lokal eine weitgehende Verquarzung stattfand. Ebenfalls muß mit quer zu ihrem Verlauf streichenden Verwerfungen gerechnet werden, wodurch das System weitere Komplikationen erfahren hat.

Auf die während ihrer Entstehung vorhandenen Druckkräfte und durch sie erzeugten Kluftsysteme kann hier nicht näher eingegangen werden. Hierüber haben wir eine ausführliche, leider noch nicht erschienene Arbeit von Herrn Lopianowski in Breslau zu erwarten.

Die Quarze bilden in vielen Fällen nicht einen einzigen Gang, sondern ein ganzes Gangsystem und verquarzte Zonen, wie sie am häufigsten bei den durch die Nähe des Granits kontaktmetamorph veränderten Schiefern zu beobachten sind. Auch innerhalb der an die Granite gebundenen Gänge lassen sich vielfach noch von der Verquarzung nicht vollkommen veränderte Gesteinspartien erkennen, die mehr auf eine zonare Verquarzung als auf einen einzelnen Gang hinweisen.

Petrographisch ähneln sich alle Gänge außerordentlich, doch zeigen die Quarze innerhalb der Granite gegenüber denen der Schiefer gewisse Unterschiede, die vielleicht auf die verschiedene Entfernung vom ursprünglichen Entstehungsherd zurückzuführen sind.

Die Quarze von Kratzkau besitzen an ihrem durch Steinbrüche entblößten unteren Abschnitt eine ziemlich rein weiße Ausbildung. Sie weisen dort an ihren Spaltflächen und deren Nähe nur geringfügige, durch sekundäre Eisenoxydlösungen bedingte rötliche und bräunliche Färbungen auf. Ferner enthalten sie verschiedentlich unbedeutende, kaolinähnliche Nesterchen und Tüpfchen, die von den der Verquarzung nicht vollständig anheimgefallenen Feldspäten der Granite herrühren. Der Bruch des häufig ziemlich dichten Gesteins ist muschelig. Innerhalb der Gesteinsmasse lassen sich, namentlich an etwas angewitterten Flächen, die verschiedenen Richtungen des Verquarzungsvorganges schön beobachten. Ohne Gesetzmäßigkeit bildet der Quarz ein

regelloses Maschenwerk, an dessen einzelnen Gangklüften die Kristalle aufgewachsen sind. Teilweise sind zwischen den sich gegenseitig entgegenwachsenden Kristallen, die bei vollkommener Ausfüllung ein verzahntes Gefüge erlangen, Hohlräume zurückgeblieben, in denen sich dann nachträglich, durch ihre Klarheit gewöhnlich von dem übrigen milchweißen Gestein abstechende Quarzdrusen gebildet haben. Hier, an den Flächen des geringsten Widerstandes, konnten sekundäre eisenhaltige Lösungen eindringen und den rötlichen und bräunlichen Überzug mancher Klüfte und des an sie angrenzenden Gesteins bedingen. Nach oben zu treten die Rot- und Braunfärbungen häufiger auf, desgleichen ähnliche schwarze Manganüberzüge und in den Hohlräumen Knöllchen von Manganausscheidungen. Das Gestein besitzt dort häufig ein porös-schwammartiges, rötlich, bräunlich, grünlich und weißlich gefärbtes Gefüge, das mit der unvollkommenen Verquarzung des ursprünglichen Gesteins in Verbindung gebracht werden muß.

Die Quarze der „Weißen Kühe", von mir leider nur am Steinbruch bei Klein-Bielau kurz besichtigt, ähnelten den Kratzkauer Gesteinen. Die Verquarzung bildet gleichfalls ein regelloses Maschenwerk. Die Kluftflächen führen vielfach klare, jüngere aufgewachsene Kristalle. Durch sekundäre Eisenlösungen bedingte Rot- und Braunfärbungen treten hier zurück. Vielfach liegt zwischen dem Quarzmaschenwerk eine teilweise noch granitische Struktur besitzende grünliche Masse, die von chloritisch zersetztem Glimmer herrührt. Übergänge in den anschließenden Granit sind häufig aufgeschlossen. Diese zeigen in den von Quarz umschlossenen Zellen kaolinisierte Feldspatflocken und -nesterchen.

Am Strehlitzer Gang ist, soweit sein verfallener Aufschluß die Beobachtung zuläßt, nur weißer Quarz vorhanden, der teilweise in ein Granitquarzmaschenwerk mit kaolinisierten Feldspäten hinüberleitet. An seiner Oberfläche finden sich durch sekundäre Verwitterung eingeschlämmte, unbedeutende Kaolinnester, teilweise mit Quarzbruchstücken untermischt. Mit dieser Beobachtung die in der Zobten—Saarauer Gegend bekannten Kaolinlager in Verbindung zu bringen, halte ich[7]) für unbegründet.

---

[7]) Über die Kaoline und kaolinisierten Granite im Gebiet zwischen Ströbel und Saarau in Schlesien, sowie deren Entstehung. Zeitschr. f. prakt. Geol., 29. Jahrg., 1921, Heft 4.

Die vollkommen verquarzten Partien des Quarzganges von Guhlau ähneln denen von Kratzkau und Zobten. Ferner enthält der dortige Aufschluß Verquarzungen des Granits, die trotz des Quarzgerüstes noch die granitische Struktur bewahrt haben. In dem Maschenwerk liegen die zu einer trüben weißen Masse kaolinisierten Feldspäte, die teilweise, wie die mikroskopische Untersuchung es zeigt, Verquarzungserscheinungen aufweisen.

Nicht unerwähnt bleibe ein im Bruche beobachtetes, weißlich-trübes, von einzelnen Quarzadern durchsetztes Gestein, das wahrscheinlich einen der Propylitisierung und Verquarzung anheimgefallenen Aplit darstellt.

Der in der Nordwestecke des Bruches aufgeschlossene verquarzte Schiefer bildet eine dichte, rötlich-graue, nur mit kleinen Poren versehene Masse. Teilweise lassen sich in derselben Glimmerblättchen feststellen, auch nimmt das Gestein lokal schiefriges Gefüge an. Reiner Schiefer ist von mir dort nicht beobachtet worden, hingegen zeigte mir Herr Lopianowski freundlichst ein paar derartige wenig verquarzte Handstücke.

Der an der Grenze von Granit und Schiefer liegende große Quarzgang von Järischau hat in seinen Hauptzügen die gleichen petrographischen Eigenschaften wie die vorher beschriebenen Gänge aufzuweisen. Die sekundären Rot-, Braun- und Schwarzfärbungen und Überzüge treten bei ihm stark zurück. Der Verquarzung scheint nur der Granit anheimgefallen zu sein; verquarzter Schiefer konnte bisher nicht beobachtet werden. Der große Aufschluß weist wie bei Guhlau verschiedenartige Übergänge in das granitische Nebengestein auf, auch finden sich inmitten des Ganges noch nicht vollkommen verquarzte, mit granitischer Struktur versehene Nester. An den Flanken tritt dieses noch mehr in Erscheinung. Ferner enthält die Oberfläche des Ganges bisweilen taschenartig in ihm eingreifende Granitpartien, die aus kaolinartig zersetztem Feldspat, Quarz und vereinzelten, meist stark zersetzten Biotiten bestehen. Bei stärkerer sekundärer Verwitterung zerfällt das sich scharf von den es umschließenden Quarzen abhebende Gestein in eine grusartige Masse. Diesen Beobachtungen zufolge ist die Verquarzung von unten her vor sich gegangen.

Petrographisch etwas anders ausgebildet sind die Quarzgänge innerhalb der kristallinen Schiefer, von denen uns die Gänge von Hohenposeritz und Domanze durch schöne Aufschlüsse ein gutes Bild geben. Auch die Schiefer können

unter Beibehaltung ihrer Struktur wie bei der Buschmühle zonar verquarzt sein. Der Quarz des Hohenposeritzer Ganges enthält noch Reste chloritischer und sericitischer Massen des ehemaligen Schiefers. Selten besitzt das Gestein ein rein weißes Aussehen, gewöhnlich ist es buntscheckig-grünlich, bräunlich, rötlich und weißlich ausgebildet und infolge der noch nicht restlos vor sich gegangenen Verquarzung von porös-schwammiger Struktur, die mit reineren Quarzpartien abwechselt. Das regellos angeordnete Quarzmaschenwerk schließt häufig Hohlräume und Drusen ein, in denen vielfach jüngere klare Kristalle aufgewachsen sind. Die durch sekundäre Eisenlösungen bedingte Rot- und Braunfärbung des Gesteins ist im allgemeinen ziemlich weit fortgeschritten und hat nicht nur die Klüfte, sondern auch große Teile des Gesteins betroffen. Unter dem Mikroskop betrachtet sind bei derartigen Gesteinsfärbungen die Grenzflächen der einzelnen Kristalle von einer Braun- und Roteisenrinde umgeben. Die Kluftflächen enthalten regelrechte Nesterchen von Brauneisen und vereinzelt Überzüge und Kristalle von Eisenglanz. Sehr verbreitet ist eine von sekundären Manganlösungen bewirkte Schwarzfärbung der Klüfte und freien Kristalle gleichfalls in den Hohlräumen, die aufgewachsene Knollen von Manganerzen (Psilomelan) führen.

Das Eindringen von Eisen- und Manganoxydlösungen in die Quarzmassen, und zwar an den Flächen des geringsten Widerstandes gehört zu keiner seltenen Erscheinung und ist gleichfalls von SCHNEIDERHÖHN[8]) aus dem 5 km langen und 80 m breiten Quarzgang von Usingen beschrieben worden.

Verwittert bilden die durch die Eisenoxydlösungen rotgefärbten Partien der Verquarzungsgebiete rote tonige Böden mit einzelnen Quarzblöcken. Diese Rotfärbung erleichtert die Verfolgung der von der Verwitterung mehr oder weniger eingeebneten Verquarzungszonen.

Über den Ursprung und den Zeitpunkt der Bildung aller eben beschriebenen Quarzgänge und -zonen scheint man mit Sicherheit sagen zu können, daß dieselben sich zum Schluß der Granitintrusion gebildet haben. Diese An-

[8]) Pseudomorphe Quarzgänge und Kappenquarze von Usingen und Niederhausen im Taunus. Neues Jahrb. f. Min., usw., 1912, II.

schauung hat bereits FINCKH[9]) geäußert. Die größeren Quarzmassen sind wahrscheinlich beim Erkalten des Magmas pneumato-hydatogen ausgeschieden. Teilweise sind ihre Hauptgänge an besonders quarzreiche durch ihre Härte sich auszeichnende Granite gebunden, wie bei Järischau, wo die Gangbildung infolge dieses Umstandes eine sehr ansehnliche ist.

Schwierig gestaltet sich die Frage der Bildungstemperatur der einzelnen Quarze, da nach oben zu eine allmähliche Erkaltung der Dämpfe und Lösungen stattgefunden haben muß. Auch bei den zweifelsohne durch heiße Dämpfe gebildeten Quarzgängen ist mit einer allmählichen Erkaltung zu rechnen, worauf die jüngeren, in den Hohlräumen aufgewachsenen Kristalle hinweisen.

Nach den neueren Untersuchungen werden die Stabilitätsverhältnisse des Kieseldioxydes[10]) nach folgendem Schema festgelegt:

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{Quarz} \underset{\longrightarrow}{\overset{575^0}{\longleftarrow}} \alpha\ \text{Quarz} \underset{\longleftarrow}{\overset{870^0}{\longrightarrow}} \alpha\ \text{Tridymit} \underset{\longleftarrow}{\overset{1470^0}{\longrightarrow}} \\ \qquad \alpha\ \text{Christobolit} \underset{\longleftarrow}{\overset{1655^0}{\longrightarrow}} \text{Schmelze} \end{array} \right\}$$

In geologischer Beziehung kommt hier nur die Umwandlung von α Quarz in Quarz bei 575° in Betracht, die von BOEKE als geologischer Thermometer bezeichnet wird. Alle bisher gemachten Erfahrungen deuten darauf hin, daß Quarz niemals oberhalb 870° auskristallisiert. Nach den Untersuchungen MÜGGES[11]) scheint α Quarz, im Gegensatz zu dem trigonal-trapezoedrischen Quarz, hexagonal-trapezoedrisch ausgebildet zu sein. Ein sicheres Mittel, die Entstehungstemperatur über 575° nachzuweisen, gibt es demzufolge nicht, nur kann man, wenn durch Ätzfiguren nachgewiesen ist, daß keine Zwillingsbildungen vorhanden sind, sagen, daß solche Kristalle besonders beim Besitz von trigonalem Habitus sich sicher unter 575° gebildet haben, da alle hexagonal gebildeten (über 575°) α Quarze bei ihrer Umwandlung verzwillingt werden. Zwillinge können sich anderseits unter 575° bilden, so daß der Schluß nicht umkehrbar ist.

---

9) Zur Kaolinfrage. Diese Zeitschr., 1920, Mon.-Ber. Nr. 4/5.

10) BOEKE, Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie, Berlin 1915.

11) Über die Zustandsänderung des Quarzes bei 570°. Neues Jahrb. f. Min. usw., Festband 1907.

Zur Untersuchung dieser Frage schickte ich mehrere der in Betracht kommenden Quarze an meinen Freund und jetzigen Kollegen Herrn Reich nach Göttingen, der dieselben in Gemeinschaft mit Herrn Rose im Mineralogischen Institut dortselbst untersuchte. Zunächst wurden von den beiden genannten Herren, denen ich für ihre freundliche Hilfe meinen herzlichsten Dank ausspreche, kleine aufgewachsene Kriställchen vom Quarzgang Hohenposeritz isoliert und mit kalter Flußsäure vier Stunden lang geätzt. Die darauf vorgenommene mikroskopische Analyse schien gegen eine Zwillingsbildung zu sprechen. Bei einem der untersuchten Kriställchen hat Rose bei über 700facher Vergrößerung Anzeichen einer Zwillingsbildung gefunden, die anderen beiden waren einfach gebaut. Da auch der anscheinend verzwillingte Kristall durchaus trigonalen Habitus erkennen ließ, ist eine Bildung dieser aufgewachsenen Kriställchen unter 575° sehr wahrscheinlich. Ein Schliff vom Quarzgang Kratzkau zeigte einzelne aufgewachsene Kristalle, die an der Basis verzwillingt waren. Die Hauptmasse des Quarzes war sehr kompliziert verzwillingt, was gleichfalls bei den Quarzen vom Domanzer Gang zutraf.

Demnach widersprechen die mikroskopischen Untersuchungen den geologischen Beobachtungen nicht. Wenn auch ein absoluter Beweis, daß die Quarzmassen durch Dämpfe von über 575° ausgeschieden sind, nicht vorliegt, erscheint dies doch ziemlich wahrscheinlich. Die nachträgliche Ausscheidung der in den Hohlräumen bei niedrigeren Temperaturen aufgewachsenen Kristalle findet in den ausgeführten Untersuchungen ihre volle Bestätigung.

---

5. Tektonik und Solführung im Untergrund von Berlin und Umgegend.

Von Herrn O. v. Linstow.

(Mit 6 Textfiguren.)

Berlin, den 19. Oktober 1921.

Vortertiäre Schichten sind bis jetzt, abgesehen von Rüdersdorf und Sperenberg, nur durch die folgenden acht Tiefbohrungen in und bei Berlin bekannt geworden:

I. Bohrung Hermsdorf: das Profil lautet abgekürzt (+ 43 m) 1889

0 — 36,8 m Diluvium
36,8—223,6 m Tertiär (Mittel- und Unteroligocän)
223,6—323,5 m Mittlerer Lias.

Im Tertiär wurde eine dreiprozentige Sole erschroten, die artesisch aufstieg.

II. Bohrung Wedding, Reinickendorfer Str. 2a: Solbohrung Marie (+ 45 m) 1888/89.

Es wurden durchsunken:

0— 59 m Diluvium
59—131 m Limnisches Miocän
131—285 m Mitteloligocän
285—297 m ? (je 4 m Kies, Ton und wieder Kies)
297—306 m Unterer oder Mittlerer Lias.

Gehalt der Sole unbekannt.

III. Bohrung Spandau, Zitadelle (+ 30 m) 1881.

0 —119,61 m	Diluvium	
119,61—137,66 m	Limnisches Miocän	
137,66—154,10 m	Stettiner Sand	Mitteloligocän
154,10—313,56 m	Septarienton	Mitteloligocän
313,56—388,98 m	Magdeburger Sand	Mitteloligocän
	und Unteroligocän	
388,98—486,22 m	Mittlerer Keuper.	

Diese Wiedergabe weicht von der in den Erläuterungen zu Blatt Charlottenburg, 2. Aufl., und in den Ergebnissen von Bohrungen, Bd. III, angeführten Aufstellung in zwei Punkten ab. Einmal ist das dort angegebene marine Oberoligocän zum Miocän gezogen, da, wie an anderer Stelle gezeigt wird, in der Gegend von Berlin Meeresablagerungen aus jener Zeit nicht nachweisbar sind. Dieses Gebiet war damals Festland, und nur von Hannover aus griff ein Arm über Anhalt tief golfartig in die Lausitz ein.

Ferner ist der Horizont der „Magdeburger Sande“ eingeschaltet, zu dem möglicherweise ein Teil der unter dem Septarienton ruhenden sandigen Bildungen zu ziehen ist. Über die Solführung ist nichts bekannt geworden.

IV. Bohrung Charlottenburg, Leibnizstr. 87 (+ 35 m) 1889.

0— 38 m Diluvium
38—118 m Limnisches Miocän
118—212 m Mitteloligocän
212—246 m Mittlerer Keuper.

Eine Solführung wurde nicht erwähnt.

V. Bohrung Pankow, Kaiser-Friedrich-Str. 21—29 (+ 50 m) 1899—1901.

0— 60 m (Proben fehlen)
60—135 m Limnisches Miocän
135—146 m
und bei 205 u. 206 m } Septarienton
206—224 m (Proben fehlen)
224—260 (?) m Oberturon (?), Unterturon (?)
260 (?) bis etwa 290 m Cenoman
etwa 290—307 m Gault.

Über den Salzgehalt des Tertiärs war nichts zu ermitteln; die Kreide führte Süßwasser.

VI. Bohrung Hirschgarten bei Köpenick (+ 35 m) 1889.

0—155 m Diluvium (und Miocän?)
155—212 m Septarienton
212—278 m Turon
278—308 m Cenoman
308—320 m Gault
320—328 m Mittlerer Buntsandstein.

Die Gaultsande führen eine artesisch aufsteigende Sole, deren Gehalt an Kochsalz zwischen 1,51 und 1,61 % schwankt.

VII. Bohrung Gr.-Lichterfelde (+ 45 m) 1889.

In den Erläuterungen zu Blatt Teltow, II. Aufl., ist das Schichtenverzeichnis dieser Bohrung folgendermaßen wiedergegeben:

0— 65 m Diluvium
65—128 m Miocän
128—166 m Oberoligocän
166—273 m Mitteloligocän
273—306 m Eocän
306—340 m Paleocän.

Ganz abgesehen davon, daß die Bohrung bis 360 m reicht und marines Oberoligocän auch hier gleich den bei der Bohrung Spandau angegebenen Bemerkungen nicht vorhanden ist, läßt sich das hier angeführte Alttertiär nach den bei Hucke mitgeteilten Gründen kaum noch aufrechterhalten. Denn die von Schacko bestimmte Foraminiferenfauna weist mit Sicherheit auf Gault oder Hils hin, und keine der durch v. Koenen beschriebenen Formen konnte mit belgischen, englischen oder französischen Arten des Paleocäns identifiziert werden. Dieser Auffassung würde es demnach nicht widersprechen, wenn die kalkreichen roten Tonmergel von 273—277 m als Labiatuspläner gedeutet

würden. Wir hätten demnach etwa folgendes Profil von dieser Solbohrung:

0 — 65 m	Diluvium
65 —166 m	Limnisches Miocän
166 —273 m	Mitteloligocän
273 —277 m	Unterturon
277 —281,5 m	(?) (Cenoman?)
281,5—306 m	Gault
306 —360 m	dunkle Tone, Hils.

Über eine Solführung dieser Bohrung ließ sich nichts mehr in Erfahrung bringen.

VIII. Bohrung Oranienburg (+35 m) 1920.

0— 49 m	Diluvium
49—180 m	Limnisches Miocän
180—297 m	Septarienton
297—330,5 m	Obere Kreide.

Die Aufschlüsse und Bohrergebnisse von Rüdersdorf sind bekannt, es treten dort Oberer Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper zutage, und kaliführende Salze des Oberen Zechsteins sind durch mehrere Tiefbohrungen nachgewiesen.

Soweit über das vortertiäre Gebirge im Untergrund von Berlin und nächster Umgebung.

Es ergibt sich aus dieser Zusammenstellung, daß in dem großen Gebiet Oranienburg—Lichterfelde—Köpenick unter dem Tertiär eine ziemlich mächtige Folge von Kreideschichten ruht, die sowohl im W als auch im O von älteren Ablagerungen begrenzt wird, nämlich von Trias und Unterem Jura. Die Breite dieses Kreidefeldes macht etwa 24—28 km aus, die Mächtigkeit der nicht durchsunkenen Kreide schwankt zwischen 33,5 m (Oranienburg) und 87 m (Gr.-Lichterfelde). Dagegen wurde sie in der Bohrung Hirschgarten mit 108 m durchbohrt, da dort unter den Gaultsanden schneeweiße, nur in den hangendsten Schichten Glaukonit führende Quarzsande auftreten, die nach Michael zum Mittleren Buntsandstein gehören; sie entsprechen durchaus Schichten, die in dem benachbarten Rüdersdorf in der gleichen Beschaffenheit im Mittleren Buntsandstein angetroffen sind. Übereinstimmend verteilt sich die Kreide der Bohrungen Pankow, Gr.-Lichterfelde und Hirschgarten, wie es scheint, auf Turon, Cenoman und Gault; die genauere Stellung der bei Oranienburg erbohrten Oberen Kreide ist unbekannt. Da die Tiefe, in der die Oberkante der Kreide erreicht ist, bei der Bohrung Pankow zwischen 156 und 174 m

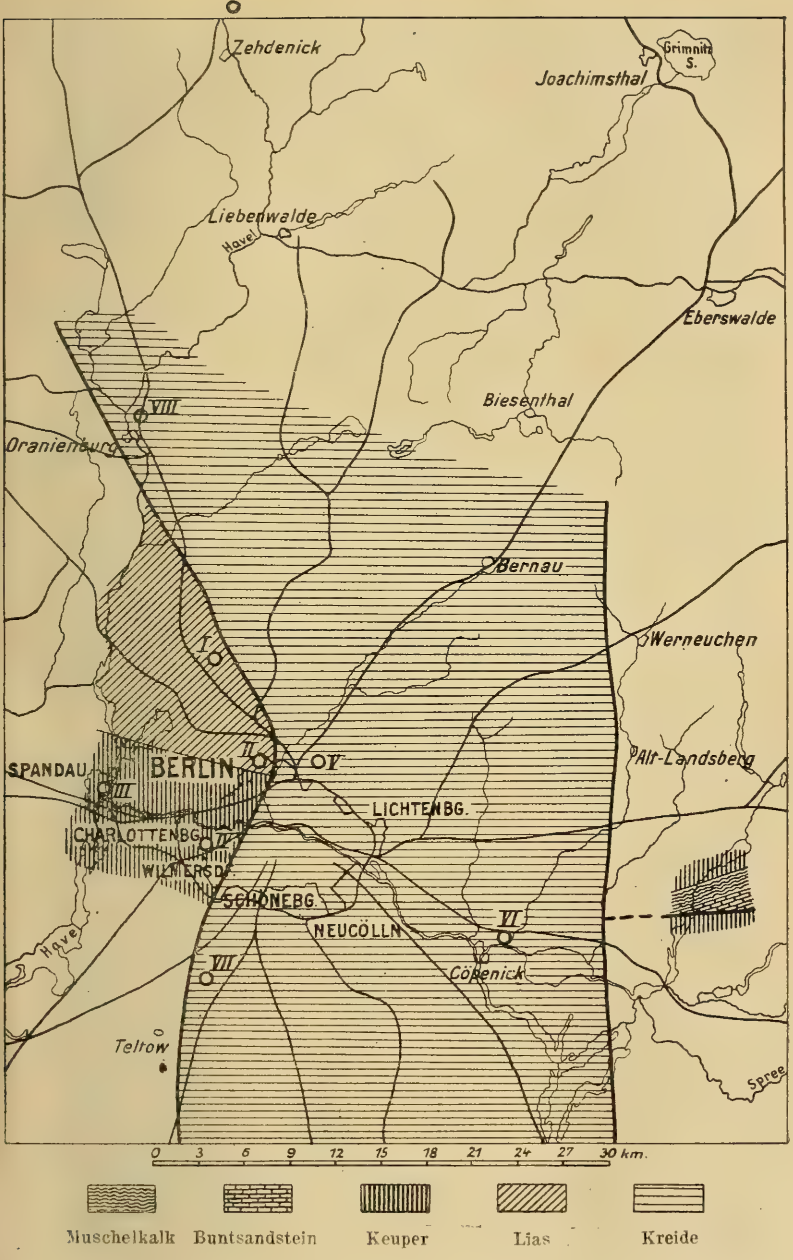


Fig. 1. Geologische Karte des tieferen Untergrundes der Umgebung von Berlin. 1 : 150000.

unter NN liegt, bei Hirschgarten — 177 m, bei Gr.-Lichterfelde — 228 und bei Oranienburg — 262 m, so folgt daraus, daß die Kreide vermutlich eine etwas nach NW geneigte Platte bildet. Damit stimmt gut überein, daß infolge dieser Neigung der Kreideplatte nach NW nunmehr das Tertiär in dieser Richtung an Mächtigkeit erheblich zunimmt; die Bohrung Neuhof bei Zehdenick (1921) durchsank 165 m Septarienton und darunter über 100 m feinkörnige Glaukonitsande, die vielleicht zum marinen Unteroligocän gehören könnten; bei 545,32 m endet die Bohrung.

Im Westen folgen unter dem Tertiär sofort Keuper und Lias, und zwar sind bei der Bohrung Hermsdorf Amaltheentone, bei Spandau und in Charlottenburg Mittlerer Keuper erbohrt. Da die Tone in der Bohrung Wedding sowohl Unterer als auch Mittlerer Lias sein können, steht ihrer Zuweisung zum Unteren Lias nichts im Weg. Auf diese Weise ergibt sich eine regelmäßige Aufeinanderfolge: bei Spandau und in Charlottenburg ist Mittlerer Keuper nachgewiesen, unter Plötzensee dürfte Rät anstehen, in Reinickendorf findet sich Unterer Lias und bei Hermsdorf Mittlerer Lias. Aus dieser, wie es scheint gleichmäßigen Lagerung geht hervor, daß diese Schichten nach N zu einfallen, daß also vermutlich im S (Grunewald) Muschelkalk zu erwarten ist, falls dieselbe regelmäßige Folge hier noch weiter anhält und die Schichten keinen Sattel bilden oder durch Verwerfungen gestört sind.

Die Lagerung der bei Rüdersdorf anstehenden Trias ist einigermaßen geklärt. Hier stößt zunächst Keuper mit einer westöstlich streichenden Verwerfung an Röt, auf den nach N zu Muschelkalk und Keuper mit nördlich gerichtetem Einfallen (12—28°) folgen.

Demnach liegt ein etwas über 100 m mächtiges, wohl südnördlich streichendes Kreidefeld eingeklemmt zwischen Trias- und Juraschichten. Die Genauigkeit der es seitlich begrenzenden Randspalten ist durch die Dichtigkeit der Bohrungen bedingt. Im W muß die Bruchlinie zwischen den Bohrungen Hermsdorf, Wedding und Charlottenburg einerseits und Pankow andererseits hindurchgehen, worauf schon Gagel früher kurz hingewiesen hatte. Sie ist ziemlich nahe an Hermsdorf herangelegt worden, da hier der Gehalt an Sole 3 Prozent beträgt, also etwas größer ist als im Inneren des Kreidefeldes. Denn nach Berendt beträgt der Gehalt an festen Bestandteilen (ganz überwiegend Kochsalz):

bei den Solbohrungen		erbohrt
Admiralsgartenbad (NW, Friedrichstr. 101/102) .	2,88 %	1887
Martha (S, Friedrichstr. 8)	2,63 %	1888
Bonifacius (SW, Lützowstr. 74)	2,62 %	1888
Louise (S, Luisenufer 22)	2,55 %	1888
Paul I (NW, Paulstr. 6)	2,51 %	1888
Kaiserin Victoria (C, Alexanderplatz 3)	geringer als im Admiralsgartenbad	

Die Tiefe, in der die Sole im marinen Unteroligocän erbohrt wurde, schwankt zwischen 206 und 234 m.

Im Osten ist ein weiter Spielraum zwischen Rüdersdorf und der Bohrung Hirschgarten vorhanden; die Spalte ist ziemlich weit östlich von dieser Bohrung angenommen, da der Kochsalzgehalt bei ihr nur etwas über $1\frac{1}{2}$ Prozent ausmacht, die Sole also augenscheinlich eine Verdünnung durch Süßwasser erlitten hat.

Nach dieser Schilderung dürfte es keinem Zweifel unterliegen, daß die Solen von Berlin auf diesen oder noch anderen unbekannten Spalten emporsteigen, die das Kreidefeld begrenzen oder durchziehen, und die bis in die permischen Salzlagerstätten hinabreichen. Von den Spalten verteilt sich die Sole dann auf die durchlässigen Bildungen, mögen diese im einzelnen nun dem Gault (Hirschgarten), Unteroligocän (Berlin) oder den Magdeburger Sanden (Spandau zum Teil) angehören.

Aber noch eine zweite Möglichkeit gibt es, die Herkunft der Solen bei Berlin zu erklären, das ist die Annahme ihrer unterirdischen Verschleppung in horizontaler Richtung durch Wasser, das sich in Sanden unter dem Rupelton bewegt; dabei ist es praktisch gänzlich belanglos, ob die Bildungen stratigraphisch den Magdeburger Sanden entsprechen oder zum marinen Unteroligocän gehören. Die Sole würde dann wohl mit den Salzen des benachbarten Rüdersdorf in Verbindung stehen und auf den randlichen Begrenzungsklüften des emporgepreßten Salzhorstes aufgestiegen sein. Diese Annahme wird wesentlich unterstützt durch das Ergebnis der Bohrung V (Pankow), bei der die Kreide Süßwasser führt. Jedenfalls dürfte an dieser Stelle keine Spalte vorhanden sein, die die Kreide durchsetzt und mit dem salzführenden Zechstein in der Tiefe in unmittelbarer Verbindung steht.

Es erhebt sich nun die Frage: handelt es sich bei dem Kreidefeld um einen Graben oder um einen Horst? Die Erklärung ist nicht einfach, da einmal unter der Kreide sofort Buntsandstein folgt, sie selbst aber westlich und östlich

der Randspalten auf der Trias heute fehlt. Danach haben sich folgende Vorgänge abgespielt, immer unter der Voraussetzung, daß es sich nicht um eine Transgression der Kreide, sondern um ihre Begrenzung durch Verwerfungen handelt:

Zunächst erfolgte in jungjurassischer Zeit ein Abbruch auf den beiden auf der Karte bezeichneten Bruchspalten. Dadurch wurde ein Horst geschaffen, bei dem die seitlichen Bruchfelder 350—400 m tief absanken. Dieser Horst wird durch das Meer der älteren Kreidezeit zerstört und eingeebnet, und es lagern sich auf die Schichten des Gaults noch Cenoman, Turon und vielleicht Senon. In jungkretazischer oder alttertiärer Zeit erfolgten auf denselben Bruchspalten neue Bodenbewegungen, wobei der mittlere Teil einsank, d. h. der alte Horst wird zum jungen Graben; die Sprunghöhe beträgt nunmehr gegen 120 m.

Das Alter dieser letzten Störung ergibt sich ziemlich genau aus der Tatsache, daß Obere Kreide noch mit verworfen ist, andererseits die Unterkante des Septarientones sich glatt ohne Störungen auf ältere Schichten auflegt (Profil durch die Bohrungen IV und VI: in beiden Fällen befindet sich die Unterkante des Septarientones bei 177 m unter NN).

Schließlich werden die seitlich stehen gebliebenen Kreideflügel durch das transgredierende Meer der Unteroligocänzeit eingeebnet, und es liegt heute Unteroligocän diskordant auf Trias (Jura) und Kreide. Als letzter Rest

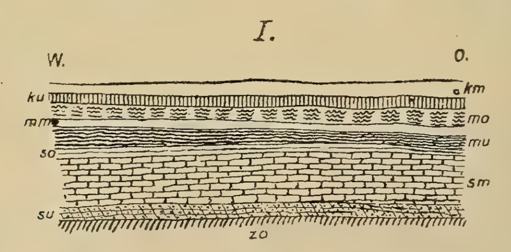


Fig. 2. Ursprüngliche Lagerung.

dieser Transgression ist vielleicht das Auftreten vereinzelter Kreideforaminiferen im Unteroligocän zu deuten, die Berendt aus der Bohrung Hermsdorf anführt.

Es ergibt sich danach, daß Berlin — nicht erst jetzt — eine recht verworfene Gegend ist.

In ursächlichem Zusammenhang mit dem Auftreten von Bruchspalten steht das artesische Aufsteigen der Solen.

Dieser Vorgang dürfte mit hydrostatischem Druck nichts zu tun haben, die Sole wird vielleicht rein mechanisch infolge Absinkens größerer Gebirgsschollen in die Spalten gepreßt

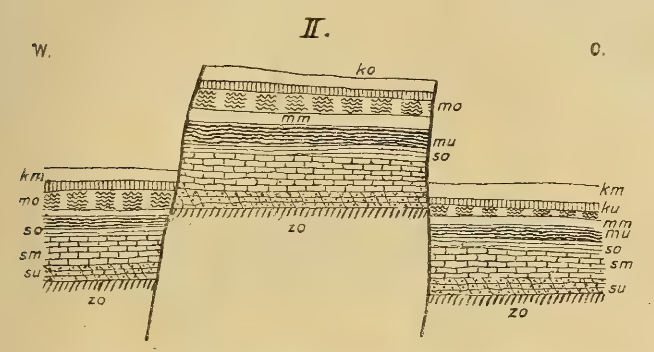


Fig. 3. Durch jungjurassische Abbrüche entsteht ein Horst. Sprunghöhe: 350—400 m.

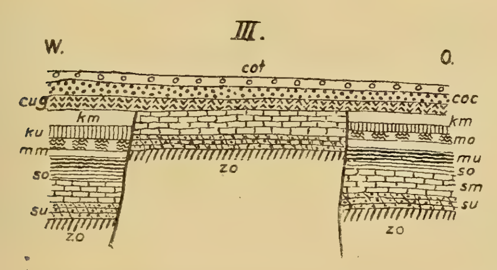


Fig. 4. Der Horst wird zur älteren Kreidezeit eingeebnet; auf den Gault folgen noch Cenoman und Turon.

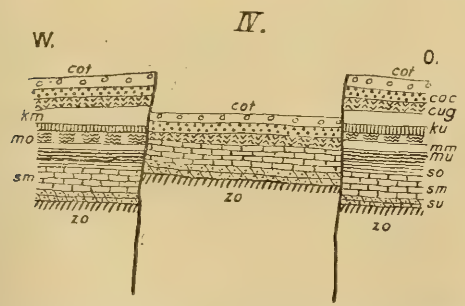


Fig. 5. In jungkretazischer oder alttertiärer Zeit sinkt der mittlere Teil auf der früheren Bruchlinie ein; der alte Horst wird zum jungen Graben. Sprunghöhe: gegen 120 m.

und kann einmal da zutage ausfließen, wo die Erdrinde durch Bohrungen künstlich verletzt ist. Aber auch auf natürlichem Weg gelangt sie ins Freie, wenn nämlich jungtertiäre oder diluviale Spalten vorhanden sind, die den Septarienton durchsetzen. Daß aber solche existieren, wird in hohem Grad wahrscheinlich gemacht durch das Auftreten einer Salzflora, worauf Verfasser früher einmal hinwies;

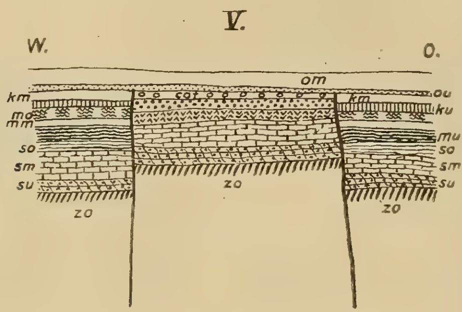


Fig. 6. Das transgredierende Meer des Unteroligocäns vernichtet die stehengebliebenen Kreideflügel; das Unteroligocän sowie der auf dasselbe folgende Septarienton liegen diskordant auf Kreide und Trias (Jura). Auf den Spalten steigt Sole aus dem Zechstein auf und durchdringt durchlässige Bildungen (Gault, Unteroligocän). Heutiger Zustand.

diese Salzstellen in der Provinz Brandenburg sind vor allem durch Ascherson bekannt geworden, der eine vollständige Liste derselben mitteilt.

Die Wichtigkeit der Lagerung für das Aufsuchen weiterer Kalisalzlager in dieser Gegend bedarf keiner weiteren Ausführungen.

Auf die große Bedeutung der Schweremessungen für die Geologie ist in neuer Zeit wiederholt hingewiesen, es sei nur an die Ausführungen von Deecke über diesen Gegenstand erinnert[1]), sowie an die soeben erschienenen ausführlicheren von Kossmat[2]).

---

[1]) W. Deecke, Erdmagnetismus und Schwere in ihrem Zusammenhang mit dem geologischen Bau von Pommern und dessen Nachbargebieten. N. J. f. Min. usw., Beil.-Bd. 22, S. 114—138, mit drei Tafeln. Stuttgart 1906.

[2]) F. Kossmat, Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustand der Erdrinde. Abh. Sächs. Akad. d. Wiss., 38. Leipzig 1921. 62 S., mit einer Kartentaf. und sechs Textfig.

Betrachtet man das Bruchfeld um Berlin, so ist eben gezeigt worden, daß einmal zur jungjurassischen Zeit ein Absinken der westlichen und östlichen Randteile erfolgt ist, daß dann später in jungkretazischer oder alttertiärer Zeit ein Einbruch des Mittelfeldes, des alten Horstes, stattfand, d. h. in beiden Fällen kam es zu einer starken Zusammenpressung infolge von Einbruches in die Tiefe. Das läßt einen Schwereüberschuß in dieser Gegend vermuten, und in der Tat ist hier ein solcher vorhanden.

Herr Prof. HAASEMANN vom Geodätischen Institut zu Potsdam hatte die Freundlichkeit, dem Verfasser folgende Angaben in dieser Hinsicht zu machen:

Es beträgt die Intensität der Schwerkraft bei

	$g_0'' - \gamma_0$
Potsdam	+ 17
Berlin	+ 7
Charlottenburg . . .	+ 6
Oranienburg	+ 9

wobei unter g die Beschleunigung durch die Schwere zu verstehen ist (am Gleicher 9,78046 m in der Sekunde, am Pol 9,83232 m), g_0'' die Schwere an der Geoidoberfläche nach Entfernung des Reliefs, γ_0 die theoretische Schwere; die Differenz $g_0'' - \gamma_0$ gibt dann den auf das Meeresniveau bezogenen wirklichen Betrag der Schwerestörung an. Aus dem Abstrakten ins Konkrete übertragen heißt das, daß man sich die Gegend von Potsdam mit einer Steinplatte (spez. Gewicht 2,4) von 170 m Dicke belastet zu denken hat, die von Berlin, Charlottenburg und Oranienburg mit solchen von 70, 60 und 90 m Stärke.

Andererseits ist nicht zu verkennen, daß durch Fortführung von Sole auf den Spalten Hohlräume entstehen können. Aber zu eigentlichen Massendefekten scheint es nicht gekommen zu sein, wie das Ergebnis der Schweremessungen zeigt, oder wenn sie vorhanden sind, ist ihr Einfluß durch den erheblichen Schwereüberschuß infolge der bruchförmig einsinkenden Erdrinde vollkommen aufgehoben.

Literatur.

ASCHERSON, P.: Verzeichnis der in ihrer Flora bekannten Salzstellen der Provinz Brandenburg. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst. für 1911, I, S. 494—496.

BERENDT, G.: Die Soolbohrungen im Weichbilde der Stadt Berlin. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst. für 1889, S. 347—376.

— Erbohrung jurassischer Schichten unter dem Tertiär von Hermsdorf bei Berlin. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst. für 1890, S. 83—94.

— Der tiefere Untergrund von Berlin. Festschrift für die XI. Internationale Wanderversammlung der Bohringenieure und Bohrtechniker, Berlin 1897, S. 50 (Bohrung Wedding).

GAGEL, C.: Über drei Aufschlüsse im vortertiären Untergrund von Berlin. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst. für 1900, S. 167 bis 182 (Bohrungen Wedding, Charlottenburg und Pankow).

HUCKE, K.: Über die Tiefbohrungen von Hirschgarten bei Köpenick und Gr.-Lichterfelde bei Berlin. Diese Zeitschr., **69**, 1917, Monatsber. S. 219—232.

v. KOENEN: Über Paleocän aus einem Bohrloch bei Lichterfelde. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst. für 1890, S. 257—276, mit einer Tafel.

v. LINSTOW, O.: Salzflora und Tektonik in Anhalt, Sachsen und Brandenburg. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst. für 1910, II, S. 23—37, mit einer Karte.

MICHAEL, R.: Das Solquellen-Bohrloch Hirschgarten bei Berlin. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst. für 1919, I, S. 356—362.

SCHACKO, G.: Beitrag über Foraminiferen aus der Cenoman-Kreide von Moltzow in Mecklenburg. Arch. V. Fr. Naturgesch. Mecklenb. 50. Güstrow 1897, S. 162 und 282.

Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen. Lief. 14, Blatt Charlottenburg, 2. Aufl., Berlin 1910, S. 33—35 und 50 (Bohrungen Spandau und Charlottenburg).

Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 20, Blatt Teltow, 2. Aufl., Berlin 1910, S. 44 und 45 (Bohrung Gr.-Lichterfelde).

Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lief. 26, Blatt Rüdersdorf, 3. Aufl., Berlin 1914, S. 46 ff.

Ergebnisse von Bohrungen, III. Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst. für 1905, Berlin 1907, S. 537 (Bohrung Spandau).

6. Über die Erscheinungsform eines submarinen Ergusses.

Von Herrn A. Born.

(Mit 2 Textfiguren.)

Frankfurt a. M., den 15. Oktober 1921.

Trotzdem sich der größte Teil des Oberflächenvulkanismus submarin abspielt, sind Erscheinungsformen des submarinen Vulkanismus wenig bekannt.

Die in der Gegenwart seltene Gelegenheit, Lavaergüsse am Meeresboden oder in das Meer hinein zu beobachten, erschwert das Studium der dabei eintretenden, für diesen speziellen Fall des Oberflächenvulkanismus charakteristischen Erscheinungen. Die submarinen Ergüsse kommen den Intrusionen an einer Unstetigkeitsfläche gleich, jedoch mit dem Unterschied, daß hier die Intrusion an der Grenze von fest zu flüssig liegt. In bezug auf das Gebiet „fest" ist der Erguß, also eine Extrusion, gleich denen der Erdoberfläche, wenn schon infolge der darüber ruhenden flüssigen Phase die Bedingungen der Abkühlung abweichende sind. Keineswegs ist nun die durch die besondere Art der Wärmeleitung bedingte äußere Erscheinungsform der submarinen Laven eine derart typische, daß sie gegenüber subaerisch ergossenen Laven ohne weiteres gekennzeichnet wären. Im Gegenteil, oft sind Laven, deren submariner Charakter durch konkordante Einschaltung in fossilführende marine Sedimente über allen Zweifel erhoben wird, in ihren makroskopisch erkennbaren Oberflächen- und Texturformen von solchen subaerischer Entstehung unmöglich zu unterscheiden.

Es unterliegt zunächst der Erörterung, worin die Ursachen für den Mangel verschiedener Ausbildung zu suchen sind. A priori sollte man annehmen, daß die Abkühlung der Laven sich subaquatisch infolge des besseren Wärmeleitvermögens des Wassers gegenüber der Luft schneller vollziehen wird. Auf diesen Umstand möchte v. Wolff[1] die schnellere Bildung einer glasigen Erstarrungskruste zurückführen, die nun ihrerseits als schlechter Wärmeleiter gegenüber subaerischen Ergüssen das Abfließen der Wärme

[1]) Vulkanismus, Bd. 1, S. 257.

in das Wasser hemmt. Die anfangs ermöglichte schnellere Abkühlung hatte eine Oberflächenstruktur zur Folge, die ihrerseits bewirkte, daß im ganzen die Abkühlungsbedingungen nicht viel anders sein konnten, als bei subaerischen Ergüssen.

Die postulierte glasige Erstarrungskruste ist jedoch keineswegs immer ausgebildet und es scheinen für die Textur- und Oberflächenausbildung der submarinen Lavaergüsse andere Faktoren nicht ohne Einfluß zu sein.

Heiße submarin sich ergießende Laven müssen, soweit sich der Erguß in geringerer Wassertiefe vollzieht, und soweit die Außentemperatur des Ergusses 100° C oder mehr beträgt, in Kontakt mit dem Wasser zu einer Verdampfung des Wassers führen. Sie werden sich mit einer Dampfhaube als instabile exogene Kontakterscheinung umgeben. Dadurch werden die Bedingungen der Wärmeleitung geändert. Die Dampfschicht, ein schlechterer Wärmeleiter als Wasser hemmt das leichte Abfließen der Wärme in das flüssige Medium. Die Lava hat also die Möglichkeit, sich relativ langsam abzukühlen. Die Erscheinung, die so unter gewissen Voraussetzungen eintritt, übereinstimmt mit den Vorgängen beim LEYDENFROSTschen Phänomen. Doch besteht ein wesentlicher Unterschied: der Wasserdampf besitzt im Wasser einen größeren Auftrieb als in der Luft, weswegen vermutlich eine wiederholte Loslösung der Dampfhaube von der Lavadecke stattfindet. Das aber führt zu besonders starkem Wärmeverlust.

Als Voraussetzung des Eintretens der LEYDENFROSTschen Dampfhaube über dem Lavaerguß gilt: Die Oberflächentemperatur des Ergusses muß so groß sein, daß der Siedepunkt des Wassers erreicht wird. In Tiefen nahe der Wasseroberfläche genügen Temperaturen von wenig mehr als 100° C. In je größerer Tiefe sich der Erguß vollzieht, um so höher muß die Temperatur sein, um eine Dampfschicht erzeugen zu können, da mit zunehmender Tiefe der Druck und damit der Siedepunkt steigt (siehe Tabelle). Ist jedoch die kritische Temperatur des Wassers (365° C) erreicht, so mag sich der Erguß in noch so großen Tiefen, also unter noch so hohem Druck vollziehen, stets wird die Dampfbildung eintreten. Die folgende Tabelle gibt das Ansteigen des Siedepunkts mit zunehmender Meerestiefe an. Aus ihr läßt sich entnehmen, bis zu welchem Grad der Abkühlung nach Erstarren des Ergusses die Dampfschicht bestehen bleibt.

Tabelle der Siedepunkte des Wassers bei zunehmender Meerestiefe[2]).

Druck in mm	Atm.	Meerestiefe in m	Temp. C	Druck in mm	Atm.	Meerestiefe in m	Temp. C
760	1	0	100°	15 960	21	200	216°
1 520	2	10	121°	16 720	22	210	218°
2 280	3	20	134°	17 480	23	220	220°
3 040	4	30	144°	18 240	24	230	223°
3 800	5	40	152°	19 000	25	240	225°
4 560	6	50	159°	19 760	26	250	227°
5 320	7	60	165°	20 520	27	260	229°
6 080	8	70	171°				
6 840	9	80	176°	25 080	33	320	240°
7 600	10	90	180°	29 640	39	380	250°
8 360	11	100	184°	35 720	47	460	260°
				43 320	57	560	270°
9 120	12	110	188°	50 160	66	650	280°
9 880	13	120	192°	58 520	77	762	290°
10 640	14	130	196°	67 640	89	880	300°
11 400	15	140	199°	77 520	102	1010	310°
12 160	16	150	202°	88 160	116	1152	320°
12 920	17	160	205°	100 320	132	1310	330°
13 680	18	170	208°	114 000	150	1487	340°
14 440	19	180	210°	126 920	167	1660	350°
15 200	20	190	213°	142 120	187	1856	360°

Laven mit Außentemperaturen von mehr als 365° C entwickeln in jeder Meerestiefe das LEYDENFROSTsche Phänomen, d. h. das Wasser wird in einen überkritischen, fluiden Zustand übergeführt. Bei Salzlösungen von der Zusammensetzung des Meerwassers wird gegenüber reinem Wasser eine Verlagerung der kritischen Temperatur nach oben stattfinden. Da der Schmelzpunkt des Diabas weit höhere Temperaturen erfordert (nach BARUS ca. 1168° C)[3]), so ist die Minimaltemperatur von 365° C stets garantiert. Die Voraussetzungen zur Bildung des wärmeerhaltenden LEYDENFROSTschen Phänomens sind also stets gegeben. Es scheint hierin eine wesentliche Ursache dafür zu liegen, daß submarine und subaerische

---

[2]) Zusammengestellt und umgerechnet nach LANDOLT-BÖRNSTEIN: Phys.-chem. Tabellen, S. 122. Nicht berücksichtigt wurde die Verschiebung des Siedepunkts des Meereswassers infolge des Salzgehalts auf 100,56° C, ferner die mit der Meerestiefe zunehmende Dichte des Meereswassers. Die Temperaturzahlen sind auf ganze Ziffern abgerundet, der Druck einer Atmosphäre einer Wassersäule von 10 m gleichgesetzt (nicht 9,95).

[3]) C. BARUS, Philos. Magazin, vol. 35, ser. 5, S. 186, 1893.

Lavenergüsse in ihrer texturellen und strukturellen Ausbildung keine prinzipiellen Unterschiede zeigen.

Über eine Ausnahme von dieser Regel, über einen Fall submarinen Ergusses, soll hier berichtet werden, der bemerkenswerte Erscheinungsformen zeigt. Es handelt sich um die Ausbildung einer Diabasdecke des Oberdevons, die nach den Erläuterungen zu Bl. Oberscheld von E. Kayser (S. 47) zum Deckdiabas gerechnet wird. (In der neuesten Auflage des Lehrb. d. Geologie 1921, Bd. 2, S. 32, wird der Vorgang als Zerspratzungserscheinung aufgefaßt.) Von Bedeutung ist, daß die Diabasdecke einer Sedimentserie mariner Natur angehört.

Das Tatsachenmaterial ist das folgende: Der Steinbruch am Eingang eines kleinen nordwestlichen Seitentals des Scheldetals nördlich Oberscheld, am Südhang des Öllsbergs, zeigt bei seinem Betreten von W aus auf der nördlichen Seite anstehend und in einer großen Zahl riesiger Blöcke im Steinbruchsboden ein eigentümliches, auf den ersten Blick breccienartiges Gestein. Scharfkantige, eckige, dunkle Diabasstücke von 3—7—12 cm Durchmesser, von polygonalem Umriß sind durch eine weiße grobkristalline Masse von Kalkspat miteinander verkittet (Fig. 1).

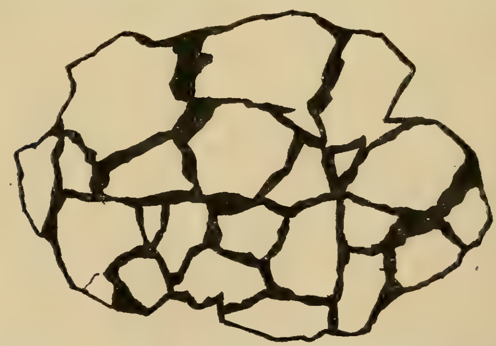


Fig. 1. Kontraktionsbreccie des Diabas.
weiß = Diabas; schwarz = Kalzitfüllmasse. $^1/_2$ nat. Größe.

Das Mengenverhältnis von Diabas und Kalkspat ist in den meisten dargebotenen Schnittflächen etwa 2:1. Die Erläuterung von Bl. Oberscheld faßt dieses Gestein als Resultat mechanischer Zerrüttung und Umformung durch Gebirgsdruck auf (S. 46—47). Es scheint, diese Deutung wird den Tatsachen nicht ganz gerecht. Zunächst fehlen die in diesem Gebiet sonst besonders charakteristisch aus-

gebildeten Begleiterscheinungen solcher Vorgänge: Gleitflächen, Harnische, Polituren. Alle Grenzflächen der Diabasstücke sind tektonisch völlig unberührt. Weiter ließ sich folgendes für die Genese wichtiges Ergebnis gewinnen: Die Begrenzungen je zweier gegenüberliegender Diabasstücke erscheinen meist parallel. Stärkere Vergrößerung erweist die Parallelität meist nur als eine angenäherte. Anderseits finden sich Schnitte durch das Gestein, die auch diese annähernde Übereinstimmung vermissen lassen. Eine Orientierung der großen zufällig im Steinbruch freiliegenden Flächen zur Stromoberfläche des Ergusses war nicht immer möglich. Dagegen gab eine Anzahl von Einzelblöcken Aufschluß über die Anordnung der Risse zur Abkühlungsfläche (Fig. 2).

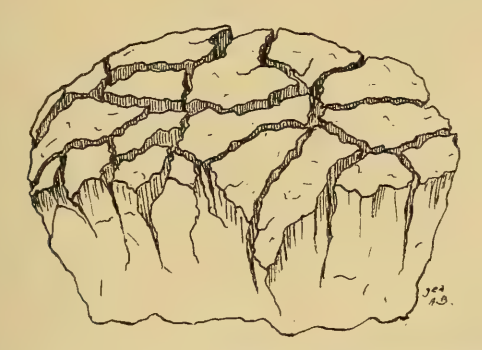


Fig. 2. Teil einer Stromoberfläche mit Kontraktionsrissen; etwa $^1/_2$ natürl. Größe.

Hatte schon die Parallelität der Kluftflächen auf eine anfängliche Aneinanderlagerung der beiden Kluftflächen hingedeutet, so zeigte sich diese Vermutung weiterhin bestätigt. Erscheinungen, wie sie auf Fig. 2 wiedergegeben sind, können nur als Schrumpfung durch Abkühlung gedeutet werden. Die Oberfläche des Stücks allein betrachtet, würde eine Reihe isolierter Diabasstücke vermuten lassen, die sozusagen im Kalkspat schwimmen. Der Querschnitt zeigt, daß es sich um Klüfte handelt, die nach der Tiefe zu sich verjüngen und auskeilen. An den großen Blöcken im Steinbruch kann auch immer wieder festgestellt werden, daß die Diabasstücke oft irreguläre Prismen bilden, die konvergieren und sich zu größeren Komplexen vereinigen. Daneben finden sich auch völlig isolierte polygonale Stücke. In dieser Weise ist d i e g a n z e , m e h r e r e

Meter mächtige Diabasdecke bei der Abkühlung durch Schrumpfung zerlegt worden, oder, wie ich sagen möchte, zerschrumpft. Sie bildet ein großes Trümmerhaufwerk.

Die Art der Zerschrumpfung ist eine völlig irreguläre. An der Stromoberfläche sind die Schrumpfungsrisse noch mehr oder weniger senkrecht zu dieser angeordnet, doch geht mit zunehmender Tiefe die Regelmäßigkeit mehr und mehr verloren. Die Isothermenflächen liegen in tieferen Teilen des Lavastromes der Stromoberfläche nicht mehr parallel, sondern werden durch Inhomogenität des Gesteins davon abgelenkt, was zum Teil die irreguläre Anordnung der Schrumpfungsrisse in den tieferen Stromteilen bedingt. Da die Steinbruchswände und die Begrenzungsflächen der großen Blöcke im Steinbruch keine orientierten Flächen sind, sondern die Isothermenflächen und somit die Flächen gleichzeitiger größter Schrumpfung diskordant schneiden, so sind die gegenüberliegenden Begrenzungen je zweier Diabasstücke meist nicht parallel. In diesen nicht orientierten Schnitten liegen sich Teile gegenüber, die niemals aneinander gelegen haben.

Anderseits läßt sich feststellen, daß völlige Parallelität auch an orientierten Schnitten nicht verlangt werden kann. Dieser Umstand ist durch die Art des Schrumpfungsvorgangs bedingt. Solange der Erguß in flüssiger Phase vorliegt, ist die Möglichkeit vorhanden, die durch Abkühlung bedingte Volumverminderung in horizontaler Richtung durch Verringerung der Höhe, d. h. der Mächtigkeit auszugleichen. Die räumliche Kontinuität des Ergusses bleibt so gewahrt. Die Zerschrumpfung jedoch muß als ein Vorgang angesehen werden, der bei Abkühlung eines Lavastroms einsetzt, wenn die Lavamasse eine derartige Konsistenz angenommen hat, daß sie durch einfaches Geringermächtigwerden den entstandenen Volumverlust nicht mehr auszugleichen vermag. Die flüssige Phase, die hierzu noch befähigt, ist überwunden. Mit dem Moment der Erstarrung hört diese Art des Ausgleichs auf. Die dann einsetzende Schrumpfung vollzieht sich zentripetal auf punkt- oder achsenartige Zentren, wie wir sie in den Zentren oder Achsen der sich ergebenden irregulären Gebilde erkennen. Die entstehenden Zerreißungsflächen sind von großer Unregelmäßigkeit. Punkte dieser Zerreißungsflächen, die einander benachbart lagen, werden infolge Schrumpfung nicht in einer geraden Linie voneinander entfernt, sondern machen

infolge räumlicher Schrumpfung jedes einen Weg gegen sein Schrumpfungszentrum. Infolgedessen finden Schrumpfungen und Verzerrungen der ursprünglich aneinander gelegenen Zerreißungsflächen statt, derart, daß im orientierten Schnitt nur noch annähernde Kongruenz der Flächen besteht.

Das Ausmaß der Schrumpfung ist bedingt durch den Volumverlust der Materie beim Übergang von der flüssigen zur festen Phase. Zwei Wege sind gangbar zur Feststellung des Betrags der Kontraktion: 1. der synthetische, d. h. das Experiment, die Messung an bei hoher Temperatur zum Schmelzen gebrachten Magmen. Direkte Beobachtung am Ergußort extrusiver Magmen dürfte selten in Frage kommen. 2. der analytische Weg, die direkte Messung des Schrumpfungsbetrags an erkalteten Laven.

Der Weg des Experimentes ist wiederholt begangen worden. C. Barus[4]) hat den Kontraktionsbetrag des Diabases beim Erstarren experimentell mit 3,9 % festgestellt. Die Dichte des erstarrten Diabases war um 8 % größer als die der Schmelze. H. E. Boeke[5]) hat darauf aufmerksam gemacht, daß gegen die Methode und Interpretation von Barus Einwände berechtigt sind. Neuere Untersuchungen über die Kontraktion von Diabas haben denn auch wesentlich andere Ergebnisse gezeitigt. Day, Sosmann und Hostetter[6]) stellten fest, daß sich die Kristallisation von Diabas unter einem Verlust von 10,9 % des Volumens der Schmelze vollzieht. Dabei ist zu bedenken, daß bei derartigen Experimenten ein Material zum Ausgangsprodukt genommen wird, das seiner flüchtigen Bestandteile beraubt ist. Das Experiment ist nicht in der Lage, die natürliche Zusammensetzung des Diabasmagmas zu rekonstruieren. Die während der Erstarrung entweichenden Exhalationen sind ein Faktor, dessen Berücksichtigung bei diesem synthetischen Weg unmöglich ist.

Der zweite Weg der Messung des Schrumpfungsbetrags, der analytische durch Messung an günstig überliefertem magmatischen Material konnte

---

[4]) Philos. Magazin, vol. 35, ser. 5, S. 188, 1893 und U. S. Geol. Surv. Bull., S. 103, 1895.

[5]) H. E. Boeke: Grundlagen der phys.-chem. Petrographie, 1915, S. 47.

[6]) Amer. Journ. of Sciences, vol. 37, ser. 1, 1914.

von mir eingeschlagen werden. Wie bei den erwähnten Versuchen handelt es sich auch hier um einen Diabas. Dabei sind zwei Messungen möglich:

Man mißt auf völlig beliebig orientierten Flächen der großen Blöcke im Steinbruch auf möglichst vielen geraden Strecken den Betrag der Beteiligung von Kalkspat und von Diabas. Auf diese Weise erhält man annähernde Durchschnittswerte des Anteils der beiden Komponenten. Der Durchschnitt ist etwa $^2/_5$ Anteile Kalkspat und $^3/_5$ Anteile Diabas (genaueres Durchschnittsergebnis von 10 Messungen 39,625 % $CaCO_3$, die Extreme waren 35,4 und 44,2 %), was einer Kontraktion von etwa 40 % bei der Erstarrung gleichkommt.

Den weniger sicheren Weg bietet die andere Methode: Auflösung der Kalkspatfüllmasse, z. B. vermittelst verdünnter Essigsäure aus einem Gesteinsblock und Messung des Volumverlustes. Das Ergebnis ist, wenn nicht sehr große Blöcke genommen werden, was experimentell schwierig durchführbar, mit abnehmender Blockgröße infolge von Zufälligkeiten von steigender Ungenauigkeit. Bei drei Blöcken von etwa je 2000 cm^3 Inhalt wurden Kontraktionsbeträge zwischen 15 % und 20 % festgestellt.

Erwähnenswert ist die bei diesen Lösungsversuchen gemachte Feststellung, daß der Diabas oft zu einem Trümmerhaufen loser Stücke zerschrumpft ist, die nicht mehr in Verbindung miteinander stehen. Oft sind jedoch schmale Brücken und Verbindungen zwischen den einzelnen Stücken vorhanden. So ergibt sich, daß eine allseitige Kontraktion stattgefunden haben muß, nicht nur eine solche parallel zur Auflagerungsfläche des Diabases, wie man es etwa nach Stücken, wie Fig. 2 anzunehmen versucht, sein könnte.

Die durch Auslösung gewonnenen Beträge an Kontraktion möchte ich immerhin trotz ihrer Ungenauigkeit höher einschätzen, als die durch direkte Messung an den Blockwänden erzielten. Wir würden den Betrag von 16 % zunächst als Durchschnittswert für die Kontraktion in diesem speziellen Fall annehmen. Der Wert ist um die Hälfte größer als der von Day, Sosmann und Hostetter gefundene, welche Tatsache im folgenden noch besonderer Erwähnung bedarf.

Ursachen der Kontraktion. Andere submarin ergossene Diabaslaven zeigen nun keineswegs die starke Zerschrumpfung, lassen solche meist völlig vermissen. Man

ist versucht, dieses verschiedene physikalische Verhalten auf Verschiedenheiten des Materials zurückzuführen. Dem widersprechen die Tatsachen. Das mikroskopische Bild der zerschrumpften Diabasmassen zeigt keine wesentlichen Abweichungen in seinem Mineralbestand gegenüber den sonstigen devonischen Diabasen des Dill-Lahngebiets. Die Ursachen für die Zerschrumpfung des Diabasstroms müssen andere sein.

Gegenüber anderen Diabaslaven fällt zunächst die Armut oder der gänzliche Mangel an Blasenräumen auf. Blasenräume sind der Indikator für schnelle Abkühlung und dadurch veranlaßte Zurückbehaltung der innerhalb der flüssigen Phase bereits ausgeschiedenen gasförmigen Phase. Als Folgen veränderten Druckes und veränderten Wärmeausgleichs trifft man Blasenhohlräume vorwiegend bei extrusiven Magmen. Fehlen sie wie im vorliegenden Fall, ausnahmsweise bei solchen, während sie bei den gleichen Laven der Nachbarschaft vorhanden sind, so ist man genötigt, besonders langsame Abkühlung anzunehmen. Wir sind also zunächst veranlaßt, einen Faktor ausfindig zu machen, der die in diesem Fall besonders langsame Abkühlung verständlich macht.

Die Lagerungsverhältnisse im Steinbruch zeigen, daß die Kontraktionsbreccie von einer Tuffmasse überlagert wird, die als Auswürfsprodukt im Anschluß an den Lavaerguß anzusehen ist. Der Mangel einer Zwischenschaltung von terrigen-sedimentärem Material zwingt zu dieser Auffassung. Diesem Tuff folgt eine Wiederholung von Lavaerguß mit ähnlichen Kontraktionserscheinungen und anschließenden Tuffauswürfen.

Diese Tuffmassen scheinen wärmeerhaltend auf den Erguß eingewirkt zu haben. Die direkte Wirkung dieses Faktors braucht nur gering gewesen zu sein. Er brauchte die Entgasung der Lava nur wenig über das normale Maß hinaus zu steigern. Da mit dem Entweichen der Gase eine Wärmeentwicklung verbunden ist, so wirkte dieser thermische Effekt weiterhin günstig im Sinne einer Entgasung. BOEKE[7]) wies darauf hin, daß bei Lavaergüssen an Tagen starker Gasentwicklung die Lavaoberfläche um etwa 100° C heißer beobachtet wurde als an solchen mit geringer Exhalation. Die Abkühlung der Lava erfährt somit durch die Gasreaktion zunächst eine

7) a. a. O., S. 229.

erhebliche Verzögerung, ebenso die Erstarrung. Der Kristallisationspunkt (im Experiment 1150 °), der bei normaler Erstarrung des Diabases nach einer Zeit a erreicht wird, trat hier erst nach einer Zeit a + n ein, wobei n die durch die besonderen geologischen Verhältnisse bedingte zeitliche Verzögerung bedeutet. So wird Zeit gewonnen für die fast völlige Entgasung der Lava, oder richtiger für die Abgabe der bereits ausgeschiedenen gasförmigen Phase der Lava. Ein kleiner Bestandteil bleibt auch in der festen Phase noch gelöst, wie wiederholt experimentell, am Diabas z. B. von Barus (a. a. O.) festgestellt worden ist.

Diese fast völlige Befreiung von der gasförmigen Phase bedeutet für die Lava einen erheblichen Volumverlust. Wir kennen Diabaslaven, wie z. B. der mitteldevonische Diabasmandelstein vom Appersberg bei Nanzenbach (Blatt Dillenburg), in denen die Beteiligung der Blasenräume am Gesamtvolumen des Gesteins etwa 50 Prozent ausmacht. So wirkten zwei Faktoren volumvermindernd: 1. die Dichtevergrößerung bei der Kristallisation, die zu der experimentell festgestellten Volumverringerung von 10,9 Prozent führte, und 2. das Entweichen der Gasphase.

Solange nun die Temperatur des Ergusses über dem Schmelzpunkt des Gesteins liegt, ist ein Entweichen der gasförmigen Phase zwanglos in der Weise möglich, daß der Schmelzfluß an Mächtigkeit abnimmt, d. h. eine Kontraktion in der Horizontalen wird durch die Wirkung der Schwere auf die Schmelze ausgeglichen. Das räumliche Kontinuum des Ergusses bleibt gewahrt. Je kürzer vor der völligen Auskristallisation das Entweichen der Gase stattfindet, umso weniger besteht die Möglichkeit eines Ausgleichs und eines Fortbestehens des Zusammenhangs der Lava. Doch muß betont werden: Solange das Entweichen der Gase möglich war, solange muß auch der Schmelzfluß die Fähigkeit besessen haben, Volumverminderungen horizontal auf Kosten der Vertikalen auszugleichen.

Der in vorliegendem Fall zu besonders starker Volumverminderung führende Faktor, die verlangsamte Abkühlung, war somit vor der Erstarrung wirksam und kann an sich die starke Kontraktionserscheinung nicht erklären, die entweder erst im Moment oder nach der Erstarrung einsetzte.

Man könnte daran denken, daß es sich hierbei um Vorgänge des Zerfalls handelt, wie sie von Hochofenschlacken bekannt sind, und die zum Teil mit der Bezeich-

nung Zerrieselung belegt werden. I. H. L. VOGT hat[8]) derartige Erscheinungen beschrieben. Schlacken, die sich der Zusammensetzung $Ca_2 Si O_4$ nähern, fließen aus dem Ofen, kristallisieren und zerfallen dann bei der Abkühlung zu Staub, dem sog. Hüttenmehl. A. L. DAY und E. S. SHEPHERD[9]) haben die Erscheinung geklärt. Es handelt sich um Umwandlungen von α- zu β- zu γ-$Ca_2 Si O_4$, deren Dichten mit 3,27, 3,28 und 2,974 angegeben werden.

Die Ursache des Zerfalls ist also eine Volumveränderung der einzelnen Mineralkomponenten. Spannungen an den Grenzflächen der Komponenten führen dann zu dem staubartigen Zerfall des Erstarrungsproduktes. Derart sind aber die beobachteten Erscheinungen der Kontraktion nicht. Nicht um Zerlegung bis zur Korngröße der homogenen Komponenten, sondern um solche zu größeren heterogen zusammengesetzten Komplexe handelt es sich. Diese aber sind nicht gut auf Umwandlungen der Mineralkomponenten zurückzuführen.

Es sind jedoch aus der Verhüttungstechnik andere Zerfallserscheinungen bei Schlacken bekannt, die eher als Analoga zu den Kontraktionsformen des Diabases in Betracht kommen. Es ist vielfach zu beobachten, daß die Zerrieselung zu staubförmigem Hüttenmehl; die K. ENDELL[10]) übrigens der Umwandlung instabiler, bei langsamer Abkühlung gebildeter Melilithmischkristalle zuschreibt, auf den Kern großer Schlackenblöcke beschränkt ist, der sich langsamer abkühlt als die äußere Kruste. (Bei künstlichen Orthosilikatschmelzen hat P. HERMANN[11]) festgestellt, daß die Zerrieselung erst unterhalb der Rotglut stattfindet.) Die Kruste dagegen enthält instabile Melilithe, die bei schneller Abkühlung gebildet, eine größere Beständigkeit zeigen. Die Kruste zerfällt meist innerhalb zwei Wochen zu großen Blöcken unregelmäßig prismatischer, oft basaltähnlicher Form. Gestützt auf ältere Versuche von P. HERMANN[12]), der die zerrieselungshemmende Wirkung von Magnesia bei künstlichen ($Ca CO_3$, $Si O_2$, und $Mg O$) Schmelzen erkannte, stellte ENDELL experimentell fest, daß bei Kalziumorthosilikatschmelzen auch $Mn O$ und $Fe_2 O_3$ eine zerrieselungsver-

---

[8]) In: DOELTER, Handbuch der Mineralchemie, Bd. 1, S. 953

[9]) Amer. Journ. of Sciences, vol. 22, 1906.

[10]) K. ENDELL, Über den Zerfall von Hochofenschlacken. Stahl und Eisen, 1920, Bd. 40, S. 213.

[11]) Diese Zeitschr., 1906, Bd. 58, S. 396.

[12]) Ebenda, S. 402.

hindernde Wirkung haben, ebenso der steigende Gehalt an Tonerde. Daß in den großen Schlackenblöcken randlich keine Zerrieselung stattfindet, ist nach ENDELL die Folge der schnellen Diffusion von Mn O und $Fe_2 O_3$ zu den Abkühlungsflächen, so daß sich zerrieselungshindernde Bestandteile hier anreichern. (a. a. O., S. 260.) Hier bilden sich die infolge hohen Mn O- und $Fe_2 O_3$-Gehalts stark licht- und doppelbrechenden Melilithe, die fast nie Zerfallerscheinungen zeigen (ENDELL, S. 216). So ist es das relative Vorwalten von Ca O, das die Zerrieselung begünstigt.

Die Zerfallsgeschwindigkeit scheint umso größer, je mehr Ca O in der Schmelze. Darin liegt eine Parallele zum Zerfall der Diabaslava, wo wir mit der Zerfallerscheinung die starke Kalziumkarbonatabscheidung verknüpft sehen. Dieser randliche Zerfall der großen Schlackenblöcke zu basaltähnlichen unregelmäßigen Prismen wird als Stückenschlacke bezeichnet. Auch H. PASSOW[13]) gibt für die Stückenschlacke geringen Kalk- und Kieselsäuregehalt an.

Zum Vergleich mit den Erscheinungen der Kontraktionslava ist schließlich noch die granulierte Form basischer Hochofenschlacken von Interesse. Solche, feuerflüssig in Wasser geleitet, erstarren zu einem scharfkantigen Sand, d. h. die Schlacke wird granuliert. Ein Verfahren, das zur Gewinnung hydraulischer Schlacken für die Zementbereitung Verwendung findet. Das *tertium comparationis* ist hier das Zusammentreffen eines Schmelzflusses mit Wasser. Die relativ schnelle Abkühlung führt bei granulierten Schlacken zur Bildung von Silikaten, die labiler, als solche bei langsamer Erstarrung[14]). Ein weiterer interessanter Vergleichspunkt ist der, daß bei diesem Vorgang Kalziumkarbonat im Wasser ausgeschieden wird[15]). Ferner hat THEUSSNER[16]) festgestellt, daß granulierte Schlacken leichter angreifbar sind als andere. Lösungsmittel wie Salzsäure, oder Ammonium- und Magnesiumchlorid lösten bis 14 Prozent Kalziumkarbonat, ohne daß $Si O_2$ in Lösung ging, weswegen THEUSSNER auf Anwesenheit von freiem Kalziumkarbonat in den Schlacken

---

[13]) H. PASSOW, Die Hochofenschlacke in der Zementindustrie. Würzburg 1908, S. 15.

[14]) G. LUNGE, Zeitschr. f. angew. Chemie, 1900, S. 409.

[15]) R. SCHÖFFEL, Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, Bd. 52, S. 452—454.

[16]) THEUSSNER. Beiträge zur Erweiterung der bisherigen Kenntnis von der Konstitution der natürlichen und künstlichen Schlacken. Diss. Berlin 1908, S. 17.

und nicht auf Zerlegung Ca O-haltiger Silikate schließt. Auch das ist ein Analogon zum Kontraktionsdiabas. Die chemische Zusammensetzung vieler basischer Hochofenschlacken kommt der des Diabases so nahe, daß man fast von homologen Verhältnissen reden kann.

Diese Vorgänge des Zerfalls bei Hochofenschlacken bieten eine Erklärungsmöglichkeit für den Zerfall des Diabases. Allerdings sind die Ursachen des Zerfalls keineswegs klargelegt. Der Komplex der in Frage kommenden Faktoren ist so groß, daß sich bei den wenigen vorhandenen Vergleichsgelegenheiten die Bedeutung der einzelnen Faktoren schwer abwägen läßt. In Frage kommen besondere chemische und besondere physikalische Verhältnisse. Bei ersteren ist vielleicht ein übernormaler Bestand von $CaCO_3$ von Einfluß. Bei letzteren, und diese dürften die entscheidenden sein, waren es die ganz besonderen thermischen Verhältnisse, die Art der Abkühlung an dieser Lokalität, die zur Kontraktion gerade hier führten. —

Die Bildung von Kalkspat in den Kontraktionsspalten findet in der gleichen Weise ihre Erklärung, wie die des Kalkspats in den Blasenräumen des Diabases. Letztere sind zumeist ausschließlich mit Kalkspat, selten mit Schwefelkies und Chlorit angefüllt. Quarz fehlt stets. Die Ausscheidung von Kalziumsilikat als $CaSiO_3$ und seine Zerlegung in Quarz und Kalziumkarbonat bei Anwesenheit von Kohlensäure kommt nicht in Frage, da in den Blasenräumen der Diabase Bildungen von Kieselsäure fehlen. R. Brauns hat schon immer diesen Kalkspat als primäre Bildung bei der Erstarrung aufgefaßt[17]).

Im vorliegenden Fall, wo die Möglichkeit des Entweichens der flüchtigen Bestandteile gegeben war, kam daher der Kalkspat nicht in den Hohlräumen, sondern in den Kontraktionsspalten zur Abscheidung. Betrachten wir den Mineralbestand der Kontraktionsspalten, so finden wir vorherrschend Kalkspat in sehr grobkristalliner Form. Daneben in Durchwachsung mit Kalkspat, aber stets in seinen ältesten Teilen, selten sehr kleine Aggregate von kleinen Quarzkristallen, deren Massenverhältnis zum Kalkspat derart ist, daß man letzteren unmöglich als Zerfallsprodukt ursprünglich vorhandenen Kalziumsilikats ansehen kann. Weiter treten Nadeln von Chlorit in sphärischer Anordnung auf, zusammen mit Aggre-

[17]) Neues Jahrb. f. Min. 1909, B.-Bd. 27, S. 289.

gaten von gut ausgebildeten Eisenglanzkristallen. Sie sitzen meist den Kluftflächen direkt auf, gehören somit zu den ältesten Kluftbildungen. Innerhalb der Kalkspatmassen treten amorphe Roteisenflöckchen auf[18]), die von den Kalkspatkristallen umschlossen werden. Als wichtigster Bestandteil der Füllmasse fand sich eingesprengt in den Kalkspat ein rosa gefärbtes Mineral, das sich makroskopisch als Feldspat (wahrscheinlich Orthoklas) bestimmen ließ. Das mikroskopische Bild zeigte ein Stadium weitgehender Zersetzung zu einem feinkristallinen glimmerreichen Gefüge, das nur gelegentlich die Spaltrisse des Orthoklas erkennen ließ. Eine chemische Untersuchung mußte unterbleiben, wollte man nicht das gesamte Material opfern. Wir haben hier also einen der nicht gerade häufigen Fälle einer natürlichen hydrothermalen Feldspat(Orthoklas?)-Bildung vor uns.

Diese Feststellung ist für die Genese des die Diabasbreccie verkittenden Kalzitzementes neben der Bildung der anderen Mineralien von Bedeutung. Das Gefüge und die Art der Einsprengung des Feldspats beweisen die gleichzeitige Bildung mit dem Kalzit. Wir sind über die Bildungstemperatur des Orthoklas wenigstens im großen ganzen orientiert. FOUQUÉ und MICHEL LÉVY ist die hydrothermale Synthese von Orthoklas durch Einwirkung von überhitztem Wasser auf Glas gelungen (H. E. BOEKE, Grundlagen der physikalisch-chem. Petrographie, 1915, S. 155). Neben Quarz, Albit und Analcim ist Orthoklas das hydrothermal leichtest darstellbare silikatische Mineral[19]). Als Bildungstemperatur geben NIGGLI und MOREY das Intervall zwischen 300° und 550° C[20]) an. In dieses Intervall fällt somit

---

[18]) Die im Kalkspatgefüge unregelmäßig verteilten Roteisenflocken sind gelegentlich zonar angeordnet, gelegentlich auch den Kristallflächen angehäuft aufgelagert und bei weiterem Wachstum eingeschlossen. Die gar nicht geringen Mengen von Roteisen scheinen für die Bildung der stets an Diabase bzw. Schalsteine geknüpften Roteisenerzlager von Bedeutung. Zunächst bestätigt sich hier die Auffassung ihrer syngenetischen Entstehung. Weiter wird ihre primäre Ausfällung als Roteisen in Gelform hierdurch bestätigt (vgl. hierüber F. MICHELS, Die Bildung des Roteisensteins von Nanzenbach. Senckenbergiana Bd. III, 1921).

[19]) Vgl. hierüber P. NIGGLI und G. W. MOREY, Zeitschr. f. anorgan. Chemie, Bd. 83; G. W. MOREY, ebenda, 1914, Bd. 86, S. 305.

[20]) Vgl. auch P. NIGGLI, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig 1920, S. 210.

auch die Bildung der Kalkspatfüllmasse, die so in den Bereich hydrothermaler Bildung zu rechnen ist.

Der Vorgang der Bildung der Füllmasse dürfte annähernd folgenden Verlauf genommen haben: Die Exhalationen der Diabaslava, in erster Linie $CaCO_3$, wurden von dem überhitzten, in fluidem Zustand befindlichen Wasser aufgenommen und in Lösung übergeführt, wahrscheinlich bei sehr hohen, dem Schmelzpunkt des Diabases nicht allzufern liegenden Temperaturen. Aus dieser Lösung schieden sich im Temperaturintervall 550°—300° C zuerst Chlorite, Quarz, Eisenglanz, dann Kalkspat und Eisenglanz, ferner noch mit Kalkspat gemeinsam der Feldspat (Orthoklas?) aus. Die Bildung der Mineralien vollzog sich nicht als Sublimation, sondern auf dem Umweg über die hydrothermale Lösung.

Die innige Verknüpfung mit Mineralien exhalationärer Entstehung deutet für das Roteisen auf gleiche Herkunft als Exhalationsprodukt der Diabaslaven. Das Fehlen terrigen-sedimentären Materials ist eine weitere Stütze. —

Chlorit, Eisenglanz und Quarz als derartige indirekte Exhalationsprodukte aufzufassen, sind wir auf Grund anderweitiger Erfahrungen gewohnt. Kalziumkarbonatdämpfe gehören dagegen zu den weniger häufigen Bestandteilen magmatischer Exhalationen, und dieselben als eine Zerfallskomponente von Kalziummetasilikat aufzufassen, hatten wir vorher von der Hand weisen müssen. Es wurde nun von R. Brauns[21]) darauf aufmerksam gemacht, daß diesen Diabasen ein sehr hoher Gehalt an Kalziumkarbonat eignet. Die Auffassung von R. Brauns geht dahin, daß dieser Anteil an Kalziumkarbonat nicht ein primärer Bestandteil des Diabasmagmas ist, sondern von diesem beim Durchbrechen oder Überfließen von Kalklagern übernommen wurde.

Seit den Versuchen H. E. Boekes wissen wir, daß eine derartige Aufschmelzung von Kalk unter entsprechenden Druck- und Temperaturverhältnissen möglich ist. Es gelang Boeke[22]), den Schmelzdruck (Kohlensäuredruck) des Kalziumkarbonats mit etwa 110 Atm., den Schmelzpunkt mit 1289° festzustellen. Schon bei 1275°—1280° tritt teilweise Dissoziation zu CaO und CO_2 ein. Da der Schmelzpunkt des Diabases bei etwa 1168° liegt, dürfen wir für den Moment des Aufsteigens oder direkt beim Erguß Tem-

---

[21]) Neues Jahrb. f. Min. 1907, B.-Bd. 27, S. 289.
[22]) Neues Jahrb. f. Min. 1911, I, S. 102.

peraturen von über 1300° annehmen. Die Druckverhältnisse sind schwer zu beurteilen. Die für den Druck von 100 Atm. notwendige Meerestiefe von etwa 1000 m hat zweifellos nicht bestanden. Andererseits dürften besonders beim Durchbruch eines Magmas äußerst hohe Gasspannungen entstehen.

Es ist anzunehmen, daß bei höherer Temperatur (als 1300°) der Schmelzpunkt des Kalziumkarbonats bei weit geringerem Druck erreicht wird. Im übrigen sind die Experimente mit reiner Substanz angestellt worden. Verunreinigungen wirken im allgemeinen Schmelzpunkt erniedrigend. Bei sehr niederem Druck, wie er infolge geringerer Meerestiefe wahrscheinlich am damaligen Meeresboden geherrscht hat (etwa 20 Atm. = 200 m), war jedoch bei Temperaturen etwas über dem Schmelzpunkt des Diabases (etwa 1168° C) der des Kalziumkarbonats noch nicht erreicht, wie unter anderem das Vorkommen von Kalkschollen in Diabaslaven des Oberdevons an der Westerwaldbahn Herborn-Driedorf zeigt (E. Reuning, N. J. f. Min. B. Bd. 24, 1907, S. 416).

Das Kalziumkarbonat wurde in Gasform vom Magma als Lösung aufgenommen. Das entstandene Phasengemisch ist als Erscheinung einer endogenen instabilen Kontaktmetamorphose anzusehen. Mit einsetzender Abkühlung war dieses Phasengemisch nicht mehr stabil, und es erfolgte die Ausscheidung in Form von Kalziumkarbonatdämpfen, die bei sehr schneller Abkühlung des Ergusses in Blasenräumen erhalten blieben, bei relativ langsamer Abkühlung, wie im vorliegenden Fall, entweichen konnten. Das Kalziumkarbonat machte also unter Vermittlung der gasförmigen Phase eine Wanderung vom Liegenden zum Hangenden des Ergusses. Es passierte die Lava. Stabile Erscheinungen endogener Kontaktmetamorphose, d. h. bleibende Veränderungen des Mineralbestandes der Lava würden bei dieser Durchwanderung der Lava von Kalziumkarbonatdämpfen nicht herbeigeführt.

Der Kalkspat der Kontraktionsklüfte ist also ein Exhalationsprodukt des Magmas, von diesem sekundär aufgenommen. Die Entmischung der Lava mußte bei Temperaturen unterhalb der Aufschmelztemperatur des Kalks durch den Diabas statthaben, die Ausscheidung der $CaCO_3$-Dämpfe nach oben bei noch niedrigerer Temperatur, da sonst keine Veranlassung zur Störung des stabilen Zustands vorhanden war. Der $CaCO_3$-Dampf bildete wahrscheinlich mit dem

über der Lava befindlichen Wasserdampf ein Gemisch unter Beteiligung anderer Exhalationsprodukte (Chlorite, Eisenglanz, SiO_2). Die Abkühlung ging alsdann herab bis zum Siedepunkt der betreffenden Meerestiefe. Machen wir die vage, aber doch nicht außerhalb der Möglichkeit liegende Annahme, daß die Tiefe des Oberdevonmeers in der betreffenden Gegend etwa 200 m betrug, so gehört dazu ein Druck von etwa 21 Atm. und ein Siedepunkt von 216°, d. h. bei dieser Temperatur geht die gasförmige Phase des Wassers in die flüssige über[23]).

Da die Ausscheidung von Feldspat (Orthoklas?) sich im Intervall 300°—550° C vollzog und die der anderen Mineralien schon früher (Eisenglanz, Chlorite, Quarz und Kalzit zum Teil), so würden sich bei der oben gemachten Annahme einer Meerestiefe von 200 m die Mineralien aus dem gasförmigen, wahrscheinlich aus dem fluiden, überkritischen Zustand des Wassers ausgeschieden haben. Doch gehören diese Überlegungen bereits in das Gebiet der Spekulation.

Mit Sicherheit ist lediglich festzustellen, daß die Diabasbreccie ein Schrumpfungsprodukt der Erstarrung, und daß die Füllmasse als hydrothermale Bildung anzusehen ist.

---

7. Über das Interglacial von Neuenburg a. d. Weichsel.

Von Herrn P. Sonntag.

(Mit 1 Textfigur.)

Danzig, den 9. Oktober 1921.

Bei der großen Wichtigkeit, welche die interglaciale Eemfauna von Neuenburg (Westpreußen) für die Beurteilung der ganzen Interglacialfrage hat, mögen hier einige Beobachtungen mitgeteilt werden, die ich bei mehrtägigem Aufenthalt vor kurzem in Neuenburg am Steilufer der Weichsel, speziell am Steilhange der zur Weichsel ausmündenden „Hübschmannschen Parowe“ machen konnte. Es

[23]) Wir sehen hier von der Beeinflussung des Siedepunktes durch die anderen Komponenten des Gasgemisches ab.

ist das dieselbe Stelle, an welcher schon Th. Ebert (Erl. Blatt Neuenburg, S. 2 und 3) vor 25 Jahren seine Funde von Diluvialkohle und mariner Fauna machte. Das Steilufer der Weichsel nördlich von Neuenburg zeigt die merkwürdige Eigenart des Hervorspringens einer den Abspülungen kräftig widerstehenden grauen Geschiebemergelbank (Eberts II. Unterer Geschiebemergel), auf welcher viele Quellen entspringen. In sumpfigen, mit *Equisetum maximum* und üppiger sonstiger Vegetation bedeckten Rinnen und Schluchten werden die abstürzenden lockeren Massen des Oberen Geschiebemergels und der darunter liegenden Sande und schwachen sonstigen Geschiebemergelbänke abgeführt zur Sohle des Tales bis zur Weichsel, während kanzelartige Vorsprünge des erwähnten mächtigen, grauen und im trockenen Zustande sehr harten Unteren Geschiebemergels stehen bleiben.

Die marinen Conchylien finden sich nun zerstreut schon an einer Klippe des erwähnten grauen Diluvialmergels gleich nördlich der Stadt, dann aber in Menge am Ausgange der genannten Hübschmannschen Parowe (Ziegelei), wo man an der Oberfläche der hervortretenden Geschiebemergelbank vom Regen ausgewaschen *Nassa reticulata*, *Cardium edule* (große Exemplare), zerbrochene *Tapes*-Schalen, *Cerithium* usw. reichlich sammeln kann.

Die Lagerungsverhältnisse werden klar an der Innenseite der Parowe, am südlichen frischen Steilabbruch, wo man die Fossilreste in situ aus der anstehenden Steilwand herausbrechen kann (vgl. Fig.).

Die Schichtenfolge ist heute noch so, wie sie von Th. Ebert (Über ein Kohlenvorkommen im westpreuß. Diluvium, Diese Zeitschr. 1885, **37.** Bd., S. 803) beschrieben wurde, über die Zugehörigkeit der einzelnen Ablagerungen zum Oberen oder Unteren Diluvium wird man aber verschiedener Meinung sein können.

Es ist von Wichtigkeit, daß nur die obersten mit Sandstreifen versehenen Schichten der mächtigen grauen (Ebert sagt „schwarzgrauen“) Geschiebemergelwand die Conchylien enthalten, nach unten zu verschwinden sie sehr schnell. Ferner muß hervorgehoben werden, daß über dem muschelführenden veränderten Geschiebemergel eine Geröllschicht aus nußgroßen Geschieben von etwa 16 cm Mächtigkeit und sodann eine mit Diagonalschichtung versehene schwache (20 cm) Fuchssandschicht lagert. Beide Schichten lassen sich auf weitere Erstreckung verfolgen. Die Ver-

witterungsschicht des Fuchssandes ist mit dem hier stellenweise beobachteten sog. Diluvialkohlenhorizont identisch.

Zur Erleichterung der Verständigung sei hier das 1885 von EBERT gegebene Profil reproduziert.

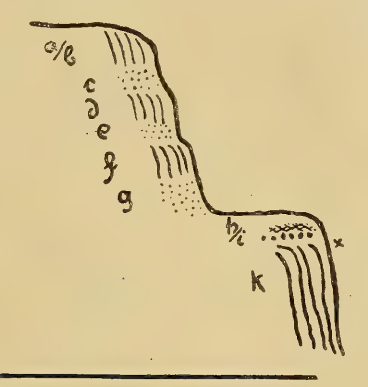


Fig. 1. Schematisches Profil des Weichselufers bei Neuenburg (1921) (HÜBSCHMANNsche Parowe)
× Nordseefauna auf primärer Lagerstätte, Schichtenbezeichnung nach EBERT.

Profil Neuenburg (EBERT 1885)

	durchschnittl.		durchschnittl.
a Geschiebemergel	2—3 m	h Kohle	0,1 m
b Geschiebefreier Tonmergel	0,5—1 m	i Geröllager (bzw. Spatsand)	0,1—0,5 m
c Spatsand	1—1,5 m	k Geschiebemergel	4—5 m
d Geschiebemergel	2—3 m	l Geschiebefreier Tonmergel	1 m
e Spatsand	4—5 m	m Spatsand	0,5 m
f geschiebefreier Tonmergel, (Bänderton)	3—4 m	n Geschiebefreier Tonmergel	0,1 m
g Spatsand mit Tonmergelbänkchen	4 m	o Spatsand	0,4 m
		p Geschiebemergel	3—4 m

Die Gesamtmächtigkeit der Schichten beträgt 30—40 m; c, d, e, i und k enthalten marine Fauna.

Man wird nicht umhin können, den ganzen Komplex oberhalb des dunkelgrauen Geschiebemergels (k), abgesehen von dem Interglacial (i n h), als Absätze einer einzigen Eiszeit anzusehen.

Dafür spricht einmal die völlige Übereinstimmung der mehrfachen Sandbänke (c e g) in Korn und Kalkgehalt, andererseits aber auch die Lagerungsverhältnisse in der benachbarten Konschützer Parowe, südlich der Stadt. Hier ist in demselben Niveau der graue Geschiebemergel bzw. Tonmergel durch Ziegeleibetrieb aufgeschlossen; er ist von einem mächtigen Sandhorizont bedeckt, der seinerseits eine Decke von rotem und gelbem Geschiebemergel trägt. Hier fehlen

also die Bänke von Geschiebemergel in dem Unteren Sande oder sind zu ganz dünnen Lagen geworden. EBERTS II. Unterer Geschiebemergel ist sicher der I. Untere Geschiebemergel (Allgemeine Verbreitung im Untergrund, Quellhorizont).

Die Ansicht, daß die im Gebiet des Weichseltales bei Bohrungen und in Aufschlüssen angetroffenen mehrfachen Geschiebemergelbänke derselben Hauptvereisung angehören, ist schon von A. JENTZSCH (Erl. Blatt Warlubien, S. 35, Lief. 125, 1911) ausgesprochen. Ferner erklärt JENTZSCH (Erl. Blatt Münsterwalde, S. 21, Lief. 43, 1889) schon zutreffend das Vorkommen von Schalresten im Unteren Geschiebemergel von Gr. Jesewitz (nördlich von Neuenburg). „Hier", so sagt er, „hat der altglaciale Geschiebemergel an seiner hangenden Grenze Schalreste sich eingebettet als Einleitung der anbrechenden Interglacialzeit, des (überall oder doch örtlich) stattfindenden Zurückweichens der Gletscher." Diesem Zurückweichen der Gletscher muß sehr bald ein wärmeres, salzreiches Meer gefolgt sein.

Das ursprünglich marine Interglacial ist später von terrestrischen Bildungen (Fuchssand, Diluvialkohle) abgelöst worden, d. h. marines und pflanzenführendes Interglacial gehören bei Neuenburg derselben Zwischeneiszeit an, und zwar ist das marine an den Anfang das pflanzenführende in einen späteren Abschnitt nach dem Rückzug des Meeres zu verlegen.

Es ist daher nicht von der Hand zu weisen, daß die Lagerung der „Nordseefauna" bei Neuenburg für Interglacial II (letztes Interglacial) spricht.

Das steht nun allerdings in Widerspruch mit der Ansicht eines so gewiegten Kenners der Interglacialablagerungen wie C. GAGEL[1]). Nach GAGEL kann die Eemfauna im W. Schleswig-Holsteins und in Westpreußen nicht getrennt werden. Die Lagerungsverhältnisse an der Weichsel sollen so sein, daß die primäre Eemfauna als altinterglacial (vorletztes Interglacial) angesehen werden muß. Sie liegt, so sagt GAGEL, unter einem detailliert gegliederten Diluvium von 100—120 m Mächtigkeit, das in sich noch ein pflanzenführendes Interglacial und eine mächtige Verwitterungszone enthält.

---

[1]) Die Beweise für eine mehrfache Vereisung Norddeutschlands usw., Geol. Rundschau IV, 1913, und „Über die stratigraphische Stellung der sog. Eemfauna"; diese Zeitschr. **70,** 1918, Mon.-Ber. S. 173—177.

Man erkennt, daß diese Beschreibung gewisse Züge des Neuenburger Profils wiedergibt. Allerdings ist die Mächtigkeit des Diluviums über dem Interglacial hier nur etwa 20 m. Das pflanzenführende Interglacial (Diluvialkohle) und die Verwitterungszone (Fuchssand) sind vorhanden. Jedoch ist das primäre[2]), marine und das terrestrische Interglacial nur durch eine schwache Geröllschicht getrennt, die den Rückzug des interglacialen Meeres andeutet, d. h. wenn die Diluvialkohle Interglacial II ist, so ist es auch die hier gleich darunter an primärer Lagerstätte liegende Eemfauna.

Auf die übrigen viel umstrittenen Fundpunkte der Eemfauna in Westpreußen, hier des näheren einzugehen, ist nicht beabsichtigt. Nur auf eins möchte noch zu verweisen sein, nämlich, daß der Geschiebemergel bei Ostrometzko, der die dortige marine Fauna bedeckt oder einschließt, nicht „Unterer" sondern „Oberer" ist, der hier die Gehänge heruntergleitet.

Es scheint ein sicherer Beweis dafür, daß die Eemfauna in Westpreußen irgendwo Interglacial I ist, bisher nicht vorzuliegen. Dagegen ist sie bei Neuenburg sicher Interglacial II.

---

8. Zur Terminologie der Falten und Flexuren.

Von Herrn Erich Haarmann.

Berlin-Halensee, den 5. März 1922.

Die Bezeichnungen „Faltenachse" und „Achsenebene" werden oft in unklarer und laxer Weise gebraucht. Mit anderen Autoren (z. B. Ampferer, Harbort, C. Schmidt, Schöndorf, Stille) verstehe ich unter Faltenachse eine Linie, welche an der Biegung einer gefalteten Schicht entlanglaufend gedacht wird; in speziellen Fällen werden Achsen auch als Sattel- und Muldenachsen oder als Sattel- und Muldenlinien bezeichnet. Als Achsenebene bezeichne ich mit Wilckens[1]) „die Fläche, die die Scheitel aller ein-

[2]) Es sei noch hervorgehoben, daß der Ebertsche Horizont k anerkanntermaßen die Eemfauna an primärer Stelle enthält.

[1]) O. Wilckens, Grundzüge der tektonischen Geologie, Jena 1912, S. 9.

zelnen Schichten einer Falte schneidet", d. h. also eine Fläche, in der alle Achsen der einzelnen Schichten einer Falte liegen; es ist die Fläche, die Brögger in einem Speziálfall „Knickungsebene" nannte. Auch im Auslande ist diese Bezeichnungsweise und die scharfe Trennung von Achse und Achsenebene, soweit ich sehen kann, allgemein üblich. So sagt z. B. Leith[2]: „The axial plane of a fold intersects the crest or trough in such a manner that the limbs or sides of the fold are more or less symmetrically arranged with reference to it. The intersection of the axial plane with the crest or trough of a fold is the axial line, axis, crest line or trough line."

Im Gegensatz hierzu gebrauchen v. Richthofen[3], de Margerie und Heim[4], Löwl[5], Kayser[6] und andere „Achse" und „Achsenebene" als gleichbedeutend. Beide Bezeichnungen sind indessen für tektonische Arbeiten unentbehrlich, weil ohne sie die Lage einer Falte im Raum nicht eindeutig zu bestimmen ist, was auch die unten folgenden Ausführungen zeigen werden. Zudem widerstrebt es dem Sprachgebrauch, eine Ebene oder Fläche als Achse zu bezeichnen; eine solche ist immer eine Linie. Freilich erscheint die Achsenebene im Querschnitt als Linie, aber dieser Flächenquerschnitt darf nicht als Achse bezeichnet werden, wie dies außer den eben genannten Autoren z. B. auch Heise-Herbst[7] und K. Lehmann[8] tun.

Den verbreiteten Irrtum, daß allgemein die Achsenebene den Winkel, welchen die Schenkel miteinander bilden, halbiert[9], wie dies nur bei symmetrischen Falten der Fall

---

[2]) C. K. Leith, Structural Geology, New York 1913, S. 104 f.

[3]) v. Richthofen, Führer für Forschungsreisende, Hannover 1886, S. 610; Neudruck 1901, S. 599.

[4]) E. de Margerie und A. Heim, Die Dislocationen der Erdrinde, Zürich 1888, S. 53.

[5]) F. Löwl, Geologie, Leipzig und Wien 1906, S. 165.

[6]) E. Kayser, Allgemeine Geologie, 5. Aufl., Stuttgart 1918, S. 207.

[7]) Heise-Herbst, Bergbaukunde I, 4. Aufl., Berlin 1921, S. 17.

[8]) K. Lehmann, Das tektonische Bild des rheinisch-westfälischen Steinkohlengebirges, Glückauf, Sonderdruck 1920, S. 12, Abb. 2 und 3.

[9]) Vgl. z. B. v. Richthofen, a. a. O. S. 610; de Margerie und Heim, a. a. O. S. 53; E. Kayser, a. a. O. S. 207; K. Keilhack, Lehrbuch der praktischen Geologie, 2. Aufl., Stuttgart 1908, S. 75; derselbe, Grundwasser und Quellenkunde, 2. Aufl., Berlin 1917, S. 35.

ist, hat schon WILCKENS[10]) richtiggestellt, ohne daß eine Änderung selbst in den Lehrbüchern vorgenommen worden wäre.

Unklarheit besteht nun auch in der Anwendung der Bezeichnung „stehende Falte". Nach ALB. HEIM[11]) können Gewölbe „vertikal gestellt, nach einer Seite geneigt, oder sogar ganz horizontal übergelegt sein" und so unterscheidet er „stehende, geneigte und liegende Falten". KAYSER gebraucht „aufrecht" und „gerade" als gleichbedeutend mit stehend und unterscheidet bei seinen drei verschiedenen Faltenarten, den Normal-, den Isoklinal- und den Fächerfalten je: 1. aufrechte, gerade oder stehende Falten mit mehr oder weniger senkrechter Achsenebene, 2. schiefe, mit schräger Achsenebene und entgegengesetzt fallenden Schenkeln, 3. überkippte und 4. liegende Falten.

WILCKENS[12]) gibt eine ähnliche Einteilung und auch LEITH[13]) sagt: „Each of these kinds of folds may be further classed as upright, inclined, overturned, or recumbent, depending upon wether its axial plane is vertical, inclined, overturned, or recumbent".

Mit HEIM, KAYSER, LEITH und anderen verstehe ich unter stehenden Falten solche mit (mehr oder weniger) saigerer Achsenebene, außerdem aber — wie ich hinzufüge — auch mit mehr oder weniger horizontaler Achse. Dies ist offenbar nach den angezogenen Beschreibungen auch die Meinung der genannten Autoren, wenn sie es auch nicht ausdrücklich betont haben: auch sie wollen meines Erachtens nicht etwa alle Falten mit senkrechter Achsenebene als stehende bezeichnen, sondern nur die mit mehr oder weniger horizontaler Achse. Augenscheinlich ist die Bezeichnung „stehend" und „aufrecht" davon hergeleitet, daß die so genannten Falten gewissermaßen auf zwei Beinen, den Faltenschenkeln, aufrecht stehen, und das tun nur die mit horizontaler Achse. Es hat sich nun bei manchen Autoren — wie mir scheint nach dem Vorgange LACHMANNS[14]) — der Gebrauch eingebürgert, alle

---

10) O. WILCKENS, a. a. O. S. 9.

11) ALB. HEIM, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung usw., Bd. II, Basel 1878, S. 197.

12) O. WILCKENS, a. a. O. S. 10 ff.

13) C. K. LEITH, a. a. O. S. 105.

14) R. LACHMANN, z. B. in: Der Salzauftrieb, Sonderdruck, Halle a. d. S., 1911, S. 78 ff.

Falten mit senkrechter Achsenebene, auch die mit stark geneigter bis senkrechter Achse, als stehende zu bezeichnen.

Solche Falten wurden früher wenig beachtet, und es fehlt für sie tatsächlich bis heute eine Bezeichnung. Sie haben aber größere Bedeutung, als man früher annahm. Insonderheit treten sie bei Faltenvergitterung auf, weil durch die erste Faltung eine relative Versteifung des Gebirges hervorgerufen wird, die der zweiten Kompression Widerstand gegen normale Durchfaltung leistet, d. h. gegen die Bildung von Falten mit horizontalen Achsen. Schichten verbiegen sich überhaupt im allgemeinen am leichtesten in der Weise, daß die Faltenachsen mehr oder weniger parallel zur präplikaten Lage der Schichtflächen verlaufen, also bei ungefalteten Schichten wagrecht, bei geneigten dagegen entsprechend deren Einfallen. Dabei ist ein wichtiger Unterschied der, daß bei Faltung horizontaler Schichten ein Ausweichen in senkrechter Richtung, nach oben stattfindet, und dies leichter und gleichmäßiger vor sich geht, als seitliche Auspressung (die oft mit Ausweichen der Schichten nach oben, nach Regionen geringeren Drucks verbunden ist). Daher bilden Falten mit steilen Achsen nicht so ausgeprägte tektonische Linien wie solche mit flachen und sind auch deswegen wohl nicht so beachtet worden, wie eben Faltenvergitterung überhaupt lange Zeit vernachlässigt worden ist. Den norddeutschen Geologen wurden derartige Falten erst mit Erschließung der Salzstöcke näher bekannt. In diesen sind die Schichten zunächst herzynisch gefaltet und dabei oft isoklinal zusammengeschoben worden, so daß der jüngere, rheinische Druck diese steilstehenden Schichten nicht immer in seinem Sinne zu Falten mit horizontalen Achsen durchfalten konnte, vielmehr bog das mobile Salzgebirge häufig seitlich aus und es entstanden so jene Falten mit geneigter oder gar saigerer Achse. Aber nicht nur im Salzgebirge, sondern auch in den jüngeren Formationen sind solche Falten bei uns zu beobachten, ebenso wie in vielen anderen Gebieten der Erde. Über ihre große Bedeutung habe ich mich an anderer Stelle geäußert[15]). Es ist notwendig, diese Falten besonders zu bezeichnen. Ich schlage vor, Falten mit geneigter Achse „geneigtachsige“, und solche mit mehr oder weniger

---

[15]) E. Haarmann, Über Stauung und Zerrung durch einmalige und wiederholte Störungen; diese Zeitschr., Bd. 72, Jahrgang 1920, Abh. S. 218 ff.

senkrechter Achse „saigerachsige“ Falten zu nennen. Von diesen haben die saigerachsigen senkrecht stehende Achsenebenen, während die geneigtachsigen Falten, ebenso wie die horizontalachsigen, senkrechte oder geneigte Achsenebenen haben können.

Auch bei Flexuren ist es notwendig, von Achsen zu sprechen und ich verstehe unter „Flexurachse“ ganz entsprechend der Faltenachse eine Linie, welche die Umbiegung einer flektierten Schicht begleitet.

Um analoge Erscheinungen übereinstimmend zu charakterisieren, empfehle ich, auch Flexuren mit steiler oder saigerer Flexurachse als „geneigtachsige“ bzw. „saigerachsige“ Flexuren zu bezeichnen. Es muß zu Mißverständnissen führen, wenn man sie wie Höfer[16]) „stehende“ Flexuren nennt. Saigerachsige Flexuren sind bei v. Richthofen[17]) „Schiebungsflexuren“ (im Gegensatz zu den „Senkungsflexuren“, die horizontale Achsen haben). Man braucht aber außer diesem v. Richthofenschen Namen, welcher eine Erklärung der Genesis in sich schließt, auch den rein beschreibenden Terminus „saigerachsige Flexur“.

---

[16]) Höfer v. Heimhalt, Die Verwerfungen, Braunschweig 1917, S. 43.

[17]) v. Richthofen, a. a. O. S. 608.

Neueingänge der Bibliothek.

Merrill, George P.: Notes on the composition and structure of the Indarch, Russia, meteoric stone. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 49. Washington 1915.

— Report on some carbonic acid tests on the weathering of marbles and limestones. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 49. Washington 1915.

— A heretofore undescribed meteoric stone from Kansas City, Missouri. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 55. Washington 1919.

— A recently found iron meteorite from Cookeville, Putnam County, Tennessee. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 51. Washington 1916.

— Notes on the Whitfield County, Georgia, meteoric irons, with new analyses. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 51. Washington 1916.

— Further notes on the Plainview, Texas, meteorite. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 54. Washington 1918.

— A newly found meteoric stone from Lake Okechobee, Florida. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 51. Washington 1916.

— On the Fayette County, Texas, meteorite finds of 1878 and 1900 and the probability of their representing two distinct falls. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 54. Washington 1918.

— A new find of meteoric stones near Plainview, Hale County, Texas. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 52. Washington 1917.

— The Fisher, Polk County, Minnesota, meteorite. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 48. Washington 1915.

Praesent, Hans: Die Geschichte der Erde, neuere deutsche Hauptwerke der Geologie. Aus: Das deutsche Buch, I. 1921.

Reck, Hans: Über die Entstehung der isländischen Schildvulkane. Kritische Betrachtungen zu G. Meyers gleichnamiger Arbeit. Aus: Zeitschr. f. Vulkanologie, VI. Berlin 1921.

— Über eine neue Faunula im Juragebiet der deutsch-ostafrikanischen Mittellandbahn. Aus: Centralbl. f. Min., Stuttgart 1921.

— und W. O. Dietrich: Ein Beitrag zur geologischen Kenntnis der Landschaft Usaramo in Deutsch-Ostafrika. Aus: Centralbl. f. Min., Stuttgart 1921.

— und Gustav Schulze: Ein Beitrag zur Kenntnis des Baues und der jüngsten Veränderungen des l'Engai Vulkans im nördlichen Deutsch-Ostafrika. Aus: Zeitschr. f. Vulkanologie VI. Berlin 1921.

Richter, Rud.: Vom Bau und Leben der Trilobiten. I. Das Schwimmen. Aus: Senckenbergiana, I. Frankfurt a. M. 1919.

— Vom Bau und Leben der Trilobiten. II. Der Aufenthalt auf dem Boden. Der Schutz. Die Ernährung. Aus: Senckenbergiana, II. Frankfurt a. M. 1920.

— u. Richter, E.: Proetiden aus neueren Aufsammlungen im vogtländischen u. sudetischen Oberdevon. Aus: Senckenbergiana, I. Frankfurt a. M. 1919.

Richter, Rud.: Über Phacops laevis Münst. und andere Phacopiden des vogtländischen Oberdevons. Aus: Senckenbergiana, I. Frankfurt a. M. 1919.
— Ein devonischer „Pfeifenquarzit“, verglichen mit der heutigen „Sandkoralle“. Aus: Senckenbergiana, II. Frankfurt a. M. 1920.
— — Über zwei gesteinsbildende Spirifer-Arten des Wetteldorfer Sandsteins. Aus: Jahrb. Nass. Ver. Naturk., 72. Wiesbaden.
— Beiträge zur Kenntnis devonischer Triboliten. Aus: Abh. Senckenberg. Naturf. Ges., XXXVII.
Salfeld, Hans: Das Problem des borealen Jura und der borealen Unterkreide. Aus: Centralbl. f. Min., Stuttgart 1921.
— Kiel- und Furchenbildung auf der Schalenaußenseite der Ammonoideen in ihrer Bedeutung für die Systematik und Festlegung von Biozonen. Aus: Centralbl. f. Min., Stuttgart 1921.
— Über die Ausgestaltung der Lobenlinie bei Jura- und Kreide-Ammonoideen. Aus: Nachr. d. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. Göttingen 1919.
Schindewolf, O. H.: Studien aus dem Marburger Buntsandstein I u. II. Aus: Senckenbergiana III. Frankfurt a. M. 1921.
— Beiträge zur Kenntnis der Kramenzelkalke und ihrer Entstehung. Aus: Geol. Rundschau XII, Leipzig 1921.
Schmidt, Axel: Über Schwankungen der geothermischen Tiefenstufe innerhalb Württembergs. Aus: Jahresber. d. Oberrhein. Geol. V. N. F. X. Karlsruhe 1921.
— Die Entstehung des Flußnetzes der schwäbischen Schichtstufenlandschaft. Ebenda.
Schmidt, Martin: Rollkugeln aus Keuperschutt. Aus: Jahresh. d. Ver. vaterl. Naturk. Württembg. 77. Stuttgart 1921.
Schneiderhöhn, Hans: Die Erzlagerstätten des Otaviberglandes, Deutsch-Südwestafrika. Aus: Metall und Erz XVII u. XVIII. Halle a. S. 1920 und 1921.
— Beiträge zur Kenntnis der Erzlagerstätten und der geologischen Verhältnisse des Otaviberglandes, Deutsch-Südwestafrika. Abh. Senckenberg. Nat. Ges. XXXVII. Frankfurt a. M. 1921.
— Mikroskopischer Nachweis von Platin und Gold in den Siegerländer Grauwacken. Aus: Metall und Erz XVII. Halle a. S. 1920.
— Die Mikroskopische Untersuchung der Eisenerze mit besonderer Berücksichtigung ihrer Bedeutung für das Aufbereitungsverfahren. Aus: Stahl und Eisen. Düsseldorf 1920.
Shannon, Earl V.: Ludwigites from Idaho and Korea. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 59. Washington 1921.
— A crystallographic study of the datolite from Westfield, Massachusetts. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 59. Washington 1921.
— Description of vivianite encrusting a fossil tusk from gold placers of Clearwater County, Idaho. Ebenda 59. Washington 1921.
— Description of Ferroanthophyllite, on orthorhombic iron amphibole from Idaho, with a note on the nomenclature of the Anthophyllite group. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 59. Washington 1921.

Stappenbeck, Richard: Geologia de la Falda oriental de la Cordillera del Plata (Provincia de Mendoza). Aus: An. Minist. de Agricultura. XII. Buenos Aires 1917.

— Die Minerallagerstätten Südamerikas und ihre wirtschaftliche Bedeutung für das Deutsche Reich. Aus: Zeitschr. Dtsch.-wissensch. Ver. zur Kultur und Landeskunde Argentiniens II. Buenos Aires 1916.

— El agua subterránea al Pic de la Cordillera Mendocina y Sanjuanina. Aus: An. Minist. de Agricultura. VIII. Buenos Aires 1913.

— Apuntes hidrogeologicos sobre el sud este de la provincia de Mendoza. Bol. Minist. de Agricult. Serie B. 6. Buenos Aires 1913.

Stille, Hans: Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Aus: Z. D. G. G., 71. Berlin 1919.

— Über Alter und Art der Phasen variskischer Gebirgsbildung. Aus: Nachr. K. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math. phys. Kl. Göttingen 1920.

— Die angebliche junge Vorwärtsbewegung im Timor-bram-Bogen. Aus: Nachr. K. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math. phys. Kl. Göttingen 1920.

Watson, Thomas L., und R. E. Beard: The color of amethyst, rose, and blue varieties of quartz. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 53. Washington 1917.

Wenz, W.: Geologischer Exkursionsführer durch das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Heidelberg 1921.

— Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. Eine Einführung in die Geologie des Gebietes zwischen Hunsrück, Taunus, Vogelsberg, Spessart und Odenwald. Heidelberg 1921.

Wichmann, Ricardo: Estudio geológico de la zona de reserva de la explotacion nacional de petróleo en comodoro rivadavia. (Territorio nacional del Chubut.) Aus: Bol. Minist. de Agricult. Serie B. 25. Buenos-Aires 1921.

Wherry, Edgar T.: A remarcable occurrence of calcite in silicified wood. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 53. Washington 1917.

— Notes on Alunite, Psilomelanite and Titanite. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 51. Washington 1916.

— A peculiar oolite from Bethlehem, Pennsylvania. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 49. Washington 1915.

— Notes on Allophanite, Tushite and Triphylite. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 49. Washington 1915.

— Notes on Mimetite, Thaumasite and Wavellite. Aus: Proceed. U. S. Nat. Mus. 54. Washington 1918.

Wiegers, Fritz: Diluvialprähistorie als geologische Wissenschaft. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 84. Berlin 1920.

Wilckens, Otto: Über einige von Ch. Darwin bei Port Famine (Magellanstraße) gesammelte Kreideversteinerungen und das Vorkommen derselben Arten in der Antarktis. Aus: Göteborgs Vetensk Handl. (4) XXI. Göteborg 1920.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 5–7. 1922.

Protokoll der Sitzung am 3. Mai 1922.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Herr Dr. HANS SCHANDER, Halle a. d. S., Mozartstr. 12, vorgeschlagen von den Herren: WEIGELT, VON FREYBERG, DIENST;

Realschule Berlin-Adlershof, vorgeschlagen von den Herren: PICARD, DIENST, BÄRTLING;

Eisen- und Stahlwerke Hoesch, A.-G., Dortmund, vorgeschlagen von den Herren: PICARD, DIENST, BÄRTLING;

Herr Geologe der sächsischen Landesuntersuchung Dr. F. HÄRTEL, vorgeschlagen von den Herren: PIETZSCH, KOSSMAT, KRENKEL;

Herr Prof. Dr. W. EITEL, Mineralogisches Institut Königsberg i. Pr.,

Herr Dr. BRASCHING, Mineralogisches Institut Königsberg i. Pr.,

vorgeschlagen von den Herren: BÄRTLING, SCHLOSSMACHER, DIENST;

Anhaltische Braunkohlenwerke, e. V., Cöthen (Anhalt), Heinrichstr. 11, vorgeschlagen von den Herren: PICARD, DIENST, BÄRTLING;

Herr Bergwerksdirektor Dr. MÜLLER,

Herr Bergwerksdirektor JOHANNES DE VRIES,

Herr Bergwerksdirektor FISCHER,

Grube Jlse, N.-L.,

vorgeschlagen von den Herren: SCHUMACHER, BÄHR, TEUMER;

Herr Dr. MAX RICHTER, Bonn, Nußallee 2,
Herr Dr. HANS BREDDIN, Bonn, Nußallee 2,
vorgeschlagen von den Herren: TILMANN, WANNER, STEINMANN;
Fräulein Studienrat Dr. phil. HERTHA RIEDEL, Spremberg-Lausitz, Wilhelmstr. 21, vorgeschlagen von den Herren: JOH. WALTHER, WEIGELT, VON FREYBERG;
Geologisches Institut der Universität Dorpat, vorgeschlagen von den Herren: VON WOLFF, WEIGELT, JOH. WALTHER.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Die Neueingänge für die Bücherei werden vorgelegt.

Hierauf spricht Herr **K. GRIPP** über **„Marines Pliocän und *Hipparion gracile* vom Morsumkliff auf Sylt“**[1]).

Zur Erörterung des Vortrags spricht Herr W. WOLFF.

Der Vorsitzende begrüßt hierauf Herrn Prof. SAMOJLOFF aus Moskau, der als Gast an der Sitzung teilnimmt.

Herr **PAUL WOLDSTEDT** hält seinen Vortrag über:

Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland.

In der Sanderzone, die im allgemeinen die Endmoräne außen begleitet, heben sich einzelne große Sanderflächen durch ihren Bau und ihre Oberflächengestaltung heraus. USSING beschrieb solche zuerst aus Jütland und faßte sie auf als gewaltige Schuttkegel subglazialer Schmelzwasserströme, die an bestimmten, heute noch deutlich erkennbaren Punkten aus dem Eis heraustraten, und deren Spuren in Rinnentälern, Seenketten und Föhrden im ehemals eisbedeckten Gebiet vorhanden sind.

Kegelsander dieser Art sind auch in Norddeutschland weit verbreitet, und als ein solcher ist z. B. der Mückenburger Sander südlich von Berlinchen in der Neumark anzusehen. Die die Umrandung des Odergletschers bildende jungbaltische Endmoräne zeigt hier eine Einbuchtung zum Berlinchener See hin, und dort liegt die Aufschüttungsregion des Mückenburger Sanders in etwa 100 m über NN. Sie zeigt die für die Aufschüttungspunkte solcher Sanderkegel charakteristische Struktur: radiales Ausstrahlen

[1]) Der Vortrag erscheint in den Abhandlungen.

von zahlreichen unregelmäßigen flachen Rücken und Senken, Anhäufung groben gerollten Materials, dessen Korngröße im Sander nach außen hin abnimmt. An der Aufschüttungsregion endigt das eigentümliche, durchschnittlich 2 km breite und bis 60 m in die Diluvialhochfläche scharf eingeschnittene Plönetal, das, von der Odermündung kommend, die Becken des Madü- und Plöne-Sees beherbergt und sich mit unregelmäßig kuppigem Talboden zum Sander hin hebt. Es ist subglazial ausgefurcht worden durch einen mächtigen Schmelzwasserstrom, der nach seinem Austritt aus dem Eis den Mückenburger Sander aufschüttete.

Ein weiteres Beispiel für einen Kegelsander bildet der große in der Fortsetzung der Potsdamer Seengruppe gelegene Beelitzer Sander. Seine Aufschüttung erfolgte durch Schmelzwasserströme, die subglazial das trichterförmig sich verengende Rinnensystem der Havelseen ausfurchten und südlich von Ferch aus dem Eis austraten.

Schließlich bieten die Verhältnisse in der Ratzeburg—Möllner Gegend noch ein gutes Beispiel. Der Ratzeburger See bildet die tiefste Stelle einer von der Lübecker Bucht kommenden Rinne; in ihrer Fortsetzung ist eine spitz keilförmig in das ehemals eisbedeckte Gebiet hineinragende Aufschüttung geschichteter Kiese und Sande vorhanden, die allmählich in den eigentlichen Sander übergeht. Dem Hauptschmelzwasserstrom kam seitlich aus der Stecknitz-Rinne ein weiterer subglazialer Fluß zu. Schmelzwässer jüngerer Phasen haben die Verhältnisse nur unwesentlich verändert. —

Die Verfolgung einer einheitlichen Eisrandlage, wie der Äußeren Baltischen Endmoräne in Mecklenburg und Schleswig-Holstein, zeigt, daß hier alle größeren Sanderflächen nach dem Kegeltyp gebaut sind. Die größten Kegel sind in der Fortsetzung der großen See- bzw. Föhrdenflächen vorhanden. So ist der Meyenburger Sander genetisch mit der Rinne des Plauer Sees, der riesige Sülstorfer Sander mit dem Schweriner See verknüpft. Der Bornhöveder Sander in Holstein, dort gelegen, wo der Lübecker Eislobus mit dem Kieler einen einspringenden Winkel bildet, verdankt seine Aufschüttung zahlreichen Rinnen, die konzentrisch auf diesen Winkel treffen und zu denen vor allem auch das Plöner Seensystem gehört.

In der Fortsetzung der drei breiten schleswigschen Föhrden, der Eckernförder Bucht und Inneren

Schlei (die zusammen eine breite Rinne bilden, zu der die Äußere Schlei als zweite schmalere Rinne hinzukommt), der Flensburger und Apenrader Föhrde, sind ebenfalls mächtige Sanderkegel entwickelt. Während aber in den vorher betrachteten Fällen die Rinnen unmittelbar an den Sander-Aufschüttungspunkten endigten, sind die Enden der genannten drei Föhrden von hufeisenförmigen Wällen von Grundmoräne umgeben, die anscheinend auf einen lokalen jüngeren Vorstoß zurückzuführen sind.

Über die Entstehung der Rinnen (Seenketten, Föhrden) kann zusammenfassend gesagt werden, daß sie in der Hauptsache auf die ausfurchende Tätigkeit subglazialer Schmelzwässer zurückzuführen ist. In einzelnen Fällen ist auch das Eis an der Ausgestaltung beteiligt gewesen, wie dies z. B. für die ersterwähnten schleswigschen Föhrden anzunehmen ist.

Am Boden des Gletschers bildete sich, teilweise vielleicht durch Abtauen des Eises an seiner Unterfläche, in der Hauptsache aber wohl durch in Spalten von der Oberfläche herabstürzende Mengen, Schmelzwässer, die in Furchen und Rinnen zum Eisrande strebten, hier in Form einzelner großer Ströme hervorquollen und die Sanderkegel aufschütteten. Die subglazialen Schmelzwässer flossen unter wesentlich anderen Bedingungen als das subaërisch fließende Wasser; im Gletscher unter Druck stehend, konnten sie tiefe Rinnen in den Untergrund erodieren und auch bergauf fließen.

Die Sander sind nicht überall reine Aufschüttungsflächen, sondern stellenweise auch durch Einebnung älterer Bildungen entstanden. Wo die Schmelzwässer aus dem Gletscher austraten, zeigt die Endmoräne stets Unterbrechungen; für gewöhnlich ist der Eisrand nach diesen Punkten hin eingebogen, eine Erscheinung, die zum Teil als direkte Folge der Sanderaufschüttung anzusehen sein dürfte.

Die Hypothese eines subglazialen Abfließens der Schmelzwässer — mit denen sich die von den Mittelgebirgen kommenden Flüsse vereinigten — nach Norden unter den Gletscher hin, wie sie zuletzt von Wunderlich vertreten ist, steht mit den hier entwickelten Anschauungen in krassestem Widerspruch und ist völlig abzulehnen. —

Die Durchforschung weiterer Eisrandlagen in Norddeutschland zeigt, daß der Kegeltyp der Sanderflächen

weit verbreitet ist; er findet sich z. B. bei der nördlich des Baruther Haupttals vorhandenen Endmoräne („Gubener oder Südposensche Phase“) und ebenso bei dem nächst nördlicheren ausgeprägten Stadium („Frankfurter oder Mittelposensche Phase“), das in seiner weiteren Fortsetzung nach Westen hin in die Äußere Baltische Endmoräne in Mecklenburg und Holstein übergeht. Die Sanderflächen der Umrandung des Odergletschers und ihrer Fortsetzung nach Hinterpommern („Baltische Phase“) zeigen zum großen Teil eine etwas andere Ausbildung, die noch näherer Untersuchung bedarf.

Das Studium der Sanderflächen erscheint wichtig mit Rücksicht auf die Erkennung der wirklich bedeutenden Eisrandlagen Norddeutschlands und ihre Verfolgung über größere Erstreckung hin. Hier ergibt sich vielleicht ein relativ sicheres Erkennungsmittel der wirklichen Zusammengehörigkeit von Eisrandlagen.

An der Aussprache nehmen teil, die Herren GAGEL, WOLFF, SOLGER, WERTH, der Vortragende und der Vorsitzende.

Herr **C. GAGEL** bemerkt zu diesem Vortrag folgendes:

Ich kann mich den Ausführungen des Vortragenden nur anschließen, besonders dessen Betonung, daß die Größe und Bedeutung einer Eisstillstandslage viel mehr aus der Größe und Ausdehnung des dazu gehörigen Sanders als aus den Dimensionen einzelner Moränenkuppen und Wälle erschlossen werden muß, daß also die sogenannte „große“ (nördliche) Baltische Endmoräne ihren Namen sehr zu Unrecht führt und ihn eigentlich an die südliche baltische Endmoräne abtreten müßte, die einen unvergleichlich größeren Sander hat, in dem die eigentlichen Moränenkuppen großenteils begraben und erstickt sind, sodaß sie vielfach kaum in die Erscheinung treten. — Ebenso halte ich den Hinweis des Vortragenden für völlig richtig, daß der Verlauf der großen Sanderflächen wohl noch öfter bei genauerem Studium dahin führen wird, den bisher angenommenen Verlauf der Endmoränen zu verbessern — ein Teil der Endmoränen hängt sicher anders zusammen als bisher angenommen ist. Ich möchte darauf hinweisen, daß ich diese beiden Punkte bereits mehrfach in aller Deutlichkeit betont habe (vgl. z. B. C. GAGEL: Die letzte große Phase der diluvialen Vergletscherung Norddeutschlands. Geol. Rundschau, VI, 1915, S. 63/64 und 74/75), ohne

daß diese Hinweise bisher entsprechende Beachtung gefunden hätten.

Über die Abgrenzung von Endmoränen und Sander und das, was als Endmoräne zu bezeichnen ist, wird man im gegebenen Falle z. T. wohl stets verschiedener Meinung sein können — auf derartige Grenzen kommt es zum Schluß auch nicht so sehr an, wenn nur das Phänomen als solches im ganzen genetisch erkannt und dargestellt ist.

Inwieweit die Föhrden und sonstigen Zuleitungswege zu den großen diluvialen Abflußwegen subglazial oder subaërisch entstanden, wieweit sie dem Wasser oder dem Eise ihre Entstehung verdanken, ergibt sich m. E. ziemlich sicher daraus, ob sie an ihren Ufern Abschnittsprofile enthalten, wie z. B. der Ratzeburger See oder ob sie bis zum Grunde mit oberer Grundmoräne ausgekleidet sind, wie es z. B. bei den meisten Föhrden der Fall ist.

Endlich möchte ich mich noch besonders dem Protest des Vortragenden gegen die Hypothese anschließen, daß etwa die Schmelzwässer des Inlandeises z. T. oder zeitweise unter das Eis zurückgeflossen sein könnten — diese Hypothese ist m. E. nach allen Beobachtungstatsachen völlig undiskutabel.

Herr **W. WOLFF** bemerkt zum Vortrag von Herrn WOLDSTEDT folgendes:

Ich möchte an die von Herrn WOLDSTEDT getroffene Unterscheidung zwischen einheitlich entwickelten Kegel-Sandern und „unfertigen Sandern“ anknüpfen. Der letztere Typus findet sich besonders im ostdeutschen Binnenlande häufig, und es gehört dazu z. B. der von J. KORN beschriebene große Dragesander, der an der Ostseite des Odergletschers entlang sich zum Netzetal in der Gegend von Kreuz an der Ostbahn hinabzieht. Dieser Sander ist ausgezeichnet durch eine größere Anzahl offener Rinnenseen, die merkwürdiger Weise nicht bloß in der allgemeinen Gefällrichtung des Sanders, also von Norden nach Süden, sondern auch quer dazu von Westen nach Osten angeordnet sind. Beide Talsysteme sind gleich gut erhalten und es kommt sogar vor, daß sie sich kreuzen, z. B. in der Gegend des Dorfes Marzelle an der Drage. Es ist schwer, sich vorzustellen, welche Bildungsverhältnisse es ermöglicht haben, daß eine Querfurche in der Landschaft erhalten blieb, während wilde Sandfluten in der Längs-

richtung strömten. Man muß schon annehmen, daß vielleicht die Querrinne dicht gepackt voll Treibeis lag, das zunächst verschüttet wurde, dann unterirdisch zerschmolz und die Sanddecke über sich einsinken ließ, so daß die alte Form wieder durchkam.

In gleicher Weise kann man auch zwischen fertigen und unfertigen Abschnitten der Urstromtäler unterscheiden, in welche die Sander übergehen. Ein fertiges Urstromtal mit schönen Terrassen ist z. B. das berühmte Eberswalder Tal, ein unfertiges dagegen das Berliner Urstromtal, das weit mehr einem unfertigen Sander als einem entwickelten Stromtal gleicht. Es wird bei Spandau sowie im Osten von Berlin in nordsüdlicher Richtung von großen, offenen Querrinnenseen durchzogen, obwohl das allgemeine Sandgefälle der Talfläche von Osten nach Westen gerichtet ist. Terrassen, die auf eine Uranlage aus zwei getrennten, in der Berliner Enge durchgebrochenen Sandern deuten könnten, sind bisher nicht beobachtet worden. Die Erhaltung der Havelseen von Tegel bis südlich Spandau sowie der Oberspreeseen innerhalb der von Osten nach Westen aufgeschwemmten Sandmassen ist vielleicht auch auf die Anwesenheit von Eis in jener Zeit zurückzuführen, und es hat ja auch K. KEILHACK bereits einmal den bei den Berliner Museumsbauten mühsam überbrückten Faulschlammkessel als ein altes Eisloch im Talsand erklärt.

Herr **E. WERTH** bemerkt zum Vortrag von Herrn WOLDSTEDT folgendes:

Auf drei Punkte der Ausführungen des Vortragenden möchte ich kurz zurückkommen. 1. Daß die radialen Rinnenformen der Glazialgebiete auch nicht — wie PENCK es z. B. für die Gletscherfächer im nördlichen Alpenvorlande wahrscheinlich machen will — fluviatil vorgebildet sein können, glaube ich wiederholt gezeigt zu haben (vgl. u. a.: Aufbau und Gestaltung von Kerguelen, Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, Bd. II. S. 130 ff. — Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern, Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde zu Berlin, 1907). Da das Zentrum des Erosionsfächers oder dem Zentrum nahegelegene Teile desselben in den Glazialgebieten vielfach durchschnittlich höher liegen, als die Peripherie (z. B. Südschwedische Halbinsel, Kerguelen), so kann ein zentripetales Flußsystem nicht die Vorbedingung für das ra-

diale Rinnensystem sein. Aber auch wo, wie vielfach im Alpenvorlande, eine zentrale Depression vorliegt, läßt uns die gedachte Erklärung im Stich. Der Verlauf der Endmoränenzüge zeigt hier (vgl. z. B. das von mir gegebene Kärtchen des Bodenseegebietes, Prähistor. Zeitschrift, VI, 1914, S. 203) deutlich eine Beeinflussung des Gletscherumrisses durch das radiale Rinnensystem bei den Rückzugsstadien, aber nicht beim Maximalstande. Daraus geht hervor, daß erst unter dem Gletscherkuchen die Rinnen gebildet wurden. Wir müssen mithin die radialen Rinnen der Glazialgebiete als Produkte ausschließlich glazialer Erosion ansehen.

2. Ich möchte doch an der Auffassung festhalten, daß die Bildung der den radialen Rinnen der Glazialgebiete eigentümlichen Schwellen mit — wenn auch ganz vorübergehenden — Halten im Eisrückzuge im Zusammenhang steht. In Glazialgebieten, in denen — wie z. B. auf der Südschwedischen Halbinsel — der feste Felsuntergrund aus dünner Diluvialdecke vielfach zutage tritt und in denen sich daher der Anteil glazialer Erosion an den Oberflächenformen sicherer feststellen läßt, läßt sich in zahllosen Fällen das Auftreten von Endmoränenbildungen in Verknüpfung mit den aus festem Fels bestehenden Schwellen der radialen Rinnen beobachten. Auch hierfür habe ich in den angeführten Abhandlungen Beispiele beigebracht.

3. Von den verschiedenen, vom Vortragenden besprochenen Formen, in denen eine Verknüpfung des Sanders mit den Moränen stattfindet, möchte ich an diejenige hier nochmals erinnern, bei welcher im Radialschnitt des Geländes der höchste Punkt nicht im Moränengelände selbst liegt, sondern mit dem Gipfel des flachen Sanderkegels zusammenfällt. Diese Oberflächenform ist uns zuerst durch die dänischen Geologen aus der Gegend südwestlich von Viborg (Jütland) bekannt geworden; sie findet sich aber auch mehrfach in Norddeutschland und ist hier, wie mir scheinen will, nicht immer (z. B. in der Lüneburger Heide) klar erkannt worden.

Hierauf wird die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

SOLGER. BÄRTLING. POMPECKJ.

Protokoll der Sitzung am 7. Juni 1922.

Vorsitzender: Herr BÄRTLING.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr cand. geol. R. BRILL, Heidelberg, Hauptstr. 52, vorgeschlagen von den Herren: SALOMON, BOTZONG und RÜGER;

Herr Bergbaubefl. HELMUT DÖHL, Berlin W 66, Leipziger Straße 44, vorgeschlagen von den Herren: J. BEHR, PICARD, BÄRTLING;

Herr Dr. HERMANN KNUTH, Bonn, Nußallee 2, vorgeschlagen von den Herren: STEINMANN, TILMANN und JAWORSKI;

Herr cand. geol. MAURIZ NEUMANN (von Padang), Berlin N 4, Invalidenstraße 43, vorgeschlagen von den Herren: DIETRICH, JANENSCH, POMPECKJ;

Herr Dipl. Bergingenieur und Markscheider Dr. phil. KARL JOSEPH STIER, Heilbronn a. N., Frankfurter Straße 40, vorgeschlagen von den Herren: BRÄUHÄUSER, RINNE, STILLE.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Der Vorsitzende gibt sodann bekannt, daß die Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte in diesem Jahre ihr 100jähriges Bestehen feiert und hierzu die Mitglieder der Deutschen Geologischen Gesellschaft eingeladen hat. Die Versammlung findet in der Zeit vom 16. bis 24. September in Leipzig statt. Leiter der Abteilung Mineralogie, Geologie, Geographie und Geophysik sind die Herren: RINNE und KOSMAT. Diejenigen Mitglieder der Gesellschaft, die beabsichtigen an der Tagung teilzunehmen und in einer Abteilungssitzung einen Vortrag zu halten, wollen sich möglichst umgehend mit den Herren RINNE und KOSMAT in Verbindung setzen.

Der Vorsitzende legt sodann die als Geschenk für die Bücherei eingegangenen Druckschriften vor.

Herr **HANS RECK** spricht

Über die Basaltvulkane des Hegaues.

(Mit 3 Textfiguren.)

Seit langem gründlich bekannt und oft in heißem Streit der Meinungen von den verschiedensten Gesichtspunkten aus gewertet sind die vulkanischen Gebiete Süd-

deutschlands, welche die Albtafel nördlich der Donau trägt. Umso überraschender ist es, daß der südlich so nah benachbarte Hegau, ein wie kein anderes heute noch die reinen Züge einer Vulkanlandschaft zur Schau tragendes Gebiet, vulkanologisch in der Literatur überhaupt kaum Beachtung gefunden hat. Was immer wir von Physiographie und Aufbau der dortigen Vulkane, von ihrem Eruptionsmechanismus wissen, beruht größtenteils auf zerstreuten, ohne Zusammenhang gegebenen Einzelnotizen, oder einer schematischen Zusammenstellung und Deutung von solchen, die meist gleichsam nebenbei, nur im Vergleich mit den anderen genannten vulkanischen Vorkommnissen gegeben zu werden pflegen.

So nur ist es verständlich, daß der eine die Hegauvulkane als gewaltige vulkanische Massen ansprechen konnte, während der andere sie als Repräsentanten von Vulkanembryonen deutet; so auch nur, daß darüber Gegensätze existieren können, ob man die dortigen Basalte als Teile von echten vulkanischen Bauten, oder nur als letzte Decken- und Stromreste eines im übrigen heute zerstörten Vulkanismus ansprechen soll.

Solche Unklarheit in den elementarsten Grundzügen hat mich veranlaßt, meine vorjährigen Sommerferien dem Studium dieses Gebietes zu widmen[1]). Um das Resultat vorwegzunehmen:

Der Hegau trägt vulkanische Bauten in allen Entwicklungsstadien vom echten, seltenen Vulkanembryo bis zum herrschenden fertigen, allerdings stets kleinen, aber stets auch kompliziert gebauten Vulkan. Alle dortigen Vulkane sind mehrphasig in ihrer Entstehung und repräsentieren in ihrem Formentyp einen Eruptionsmechanismus, der hier allen gemeinsam, außerhalb dieser engeren Grenzen und der unmittelbar benachbarten und verwandten Albgebiete jedoch bis heute nur in seltenen Fällen bekannt geworden ist.

---

[1]) Die ausführliche Bearbeitung des Vulkangebiets wird als Sonderband der Veröffentlichungen des Immanuel Friedlaenderschen Vulkaninstituts zu Neapel 1923 erscheinen. In diesem Vortrag wird nur das Resultat eines Teilabschnittes, die Morphogenie der Basaltvulkane und ihr Entwicklungsmechanismus, in den Hauptzügen zusammenfassend vorgeführt.

Auch auf der nahen Alb ist er nirgends zu formvollendeter Entwicklung gekommen, sondern in seinen Anfangsstadien stehen geblieben, außerhalb Süddeutschlands ist er mir überhaupt nur noch aus Langs Studien vom Lamsberg in Hessen in einem typischen Fall in Deutschland bekannt geworden, der erst kürzlich durch BLANCKENHORN[2]) — nach LANGS[3]) früher schon publizierten Gedanken — in den Erläuterungen zu der preußischen geologischen Landesaufnahme der Vergessenheit wieder entrissen wurde.

Beginnen wir die Betrachtung des Gebietes mit seinem primitivsten, embryonalsten Typ, dem Wannenberg bei Thengen.

Es ist der einzige mir bekannte, in diesem Stadium erloschene Vertreter dieses Typs im Hegau.

Auf der Spitze eines flachen, runden Kegelsockels aus tertiärem Sediment liegt ein schon von weitem unverkennbarer, nach Osten geöffneter Krater. Untersucht man ihn näher, so findet sich kein vulkanischer Stoff. Vereinzelt sieht man nur Brocken des tieferen jurassischen Untergrundes, zahlreicher die der tertiären Nagelfluhdecke ausgeworfen. Der Schmelzfluß ist in der Tiefe zurückgeblieben. Eine Gasexplosion schuf nur Kraterschüssel und Rohr. Der Ring ausgeworfener Lockermassen, denen vielleicht auch Tuffe beigemengt waren, ist heute zerstört. Vorhanden ist nur noch ein Gipfelring von Schollen sarmatischer, harter Süßwasserkalke, die zur Zeit der Eruption die Oberfläche deckten. Und diese Kalke sind nicht nur zu Schollen zerbrochen, sondern durchweg perizentrisch nach dem Innern des Kraters zu geneigt, also nicht nach außen gehoben, sondern nach innen gestürzt, ganz wie dies auch von einigen Albtuffkratern bekannt geworden ist.

Diese Beobachtung ist für das Verständnis des folgenden grundlegend wichtig. Andere Fälle ergänzen das Bild dahin, daß der Einsturz nicht nur jünger ist als die Explosion, sondern sich zeitlich nicht einmal unmittelbar an sie angeschlossen hat.

---

[2]) BLANCKENHORN und LANG. Erläuterungen z. geolog. Karte von Preußen usw., Lieferg. 198, Bl. Gudensberg 1919, S. 53.

[3]) LANG. Der Lamsberg bei Gudensberg. Naturw. Wochenschr. 1904, S. 449 ff.

Zwei Phasen vulkanischen Geschehens verkörpert also diese Form:

1. Embryonale Krater- und Schlotentstehung durch Explosion.
2. Einsturz durch Massendefekt.

Ganz anders jedoch und viel komplizierter ist das Bild der meisten anderen Hegauvulkane. Bei ihnen spielt Basalt die Hauptrolle, und die Formelemente des Wannenbergkalkes übernimmt bei ihnen der Tuff. Recht verschieden ist ferner das denudative Schnittniveau, in dem uns diese Vulkane heute vor Augen treten.

Ein einfacher Fall: Der Steinröhren. Einst eine Basaltkuppe, die der Basaltgewinnung heute zum Opfer gefallen ist. Daher die heutige Schnittfigur mit der Oberfläche: nur noch ein langovaler, dünner, kleiner Basaltkern, der Schlot, umgeben von einem geschlossenen Ring perizentrischer Tuffe, deren Fallen wir leider nicht kennen. Das Ganze in geringer Erhebung über die umgebende Juranagelfluhdecke[4]). Es ist das typische Schnittbild eines nahe seiner Basis getroffenen Vulkans, niemals das eines vulkanischen Deckenrestes.

Ganz anders wird das Bild, wenn die Basaltkuppe noch nicht abgebaut ist. Dann greift ihre Masse weit auf den liegenden Tuff über. Es ergibt sich eine höhere, im Kraterniveau gelegene Schnittfigur des Vulkans, und diese ist es, welche die eigenartige Eruptivform vorführt, auf die ich jetzt zunächst wiederum an der Hand eines möglichst einfachen Beispiels eingehen will.

Ich wähle dazu die Burgstallkuppe in der Vulkangruppe des Höweneggs. Das beifolgende Profil hat der Steinbruchbetrieb in dieser vorzüglichen Weise erschlossen.

Da ich das Profil schon anderen Ortes[5]) ausführlicher besprochen habe, kann ich mich hier kurz fassen.

Perizentrisch fallen im Westen etwa 15° im Osten etwa 10° geneigte Tuffschichten zum Mittelpunkt der rundlichen Kuppe hin, der aus massigem Basalt besteht, und unter sich das Förderrohr des basaltischen Kernes zur notwendigen

---

[4]) Schalch. Erläuter. zu Bl. Blumberg der geolog. Karte von Baden 1:25000. 1908.

[5]) H. Reck. Über den Eruptionsmechanismus einiger eigenartiger Vulkane Mittel- und Süddeutschlands. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanst. für 1921.

Voraussetzung hat. Ich habe auch bereits gezeigt, daß diese Tufflagen keine primäre Aufschüttungsform sein können, daß sie vielmehr sekundäre Einbruchsformen sind.

Dann aber sehen wir in diesem Einsturzfeld Basalt emporgedrungen, der sich in seiner ganzen Form dem ge-

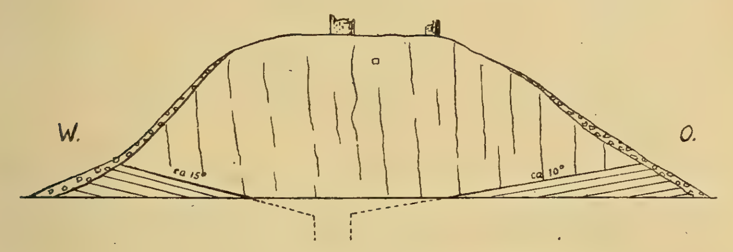


Fig. 1. Der Burgstallvulkan am Höwenegg.

gebenen Einsturzkrater eng anschmiegt, und ferner in seiner Masse völlig kompakt und ungestört erscheint. Daß auch der Erstarrungsvorgang — wenigstens im Stadium der Herausbildung der Absonderungsklüfte — ohne Störung vor sich ging, veranschaulicht die unbeeinflußt senkrecht durchgreifende Klüftung der gesamten Basaltmasse.

Das zeigt, daß der Einsturzkrater nicht Folge der Basalteruption ist, zumal wir ja, wie im Wannenberg, auch Einsturzkrater ganz gleicher Art und Form ohne basaltischen Kern kennen, daß der Einbruch also präbasaltisch ist, und daher umgekehrt aller Wahrscheinlichkeit nach derart in genetischem Zusammenhang mit dem Ausbruch steht, daß er dessen Eintreten einleitet, bzw. vorbereitet. —

Daß der Einbruch sich zeitlich eng an das Aufsteigen des Basaltkerns anlehnt, und nicht etwa in zeitlich unmittelbarer Folge sich an die älteren Tuffexplosionen anschließt, zeigt die einfache Überlegung, daß die Tuffe bereits als feste Bänke disloziert wurden und dabei ihren vollkommenen Zusammenhalt bewahrten. Die Versinterung loser Aschen und Schlacken zu solchen Tuffbänken setzt aber eine immerhin nicht unwesentliche Bildungszeit voraus.

Damit ergeben sich hier eine Anzahl weiterer Lebensabschnitte im Aufbau dieses kleinen Vulkans, dessen Kompliziertheit sich nur durch eine längere Lebensdauer erklären läßt, als sie Vulkanembryonen eigen ist, während sie bei echten Vulkanen durchaus die Regel ist.

Die Phasen der Entwicklung stellen sich hier folgendermaßen dar:

1. Bildung eines Explosionskraters — Aufschüttung eines Tuffkegels (Erste Eruptivphase).
2. Ruhezeit — Versinterung der Tuffe zu festen Bänken.
3. Einbruch perizentrischer Schollen zum Kraterinnern.
4. Aufbruch des basaltischen Kerns (Zweite Eruptivphase).

Dem Empordringen des Basaltes folgt endlich

5. Erlöschen der vulkanischen Tätigkeit, subaërischer Abbau des Vulkans.

Ein Wort sei noch über den Kernbasalt selbst angefügt. Man hat solche basaltischen Kuppen vielfach als echte Quellkuppen angesprochen. Wie weit das richtig ist, wird jeweils von Fall zu Fall nachzuprüfen sein. Ich stehe in dieser Frage dem Standpunkt Lacroix' nahe, der bestreitet, daß es überhaupt echte basaltische Quellkuppen gibt, weil die basaltische Schmelze nicht die Zähigkeit und daher den Formenzusammenhalt saurer Magmen besitzt. Powers[6]) neuere Forschungen sind in der Tat weitgehend eine Bestätigung der alten Lacroix'schen Theorie.

Das geschilderte Verhalten der kleinen Hegaukuppen läßt auch sie nicht als ursprüngliche Pfropfen — oder domförmige Kuppen, sondern als die erosiv herausgearbeiteten Steinkerne alter Krater erkennen, also als Erstarrungs- und Denudationsprodukte einstiger offener Kraterlavaseen oder flachschildförmiger Kraterbodenüberflutungen.

Die nähere Begründung hierfür habe ich schon an anderer Stelle[7]) aufgezeigt, ebenso, daß ich auch das den Hegaukuppen so weitgehend formäquivalente Gebilde des bereits erwähnten Lamsberges in Hessen ganz analog deute, dessen bislang einzigartig dastehende Form und innere Struktur viel von ihrem Rätselhaften verliert, wenn man sie unter den hier aus einer größeren Formenreihe abgeleiteten Gesichtspunkten betrachtet.

Ich kehre zum Höwenegg zurück. Ich will aus der Fülle seiner instruktiven Aufschlüsse und der ganzen Anzahl weiterer Krater nur noch ein Profil anführen, das

---

6) Powers. Volcanic domes in the Pacific. Amer. Journ. of Sc. 1916, S. 261 ff.

7) H. Beck a. a. O. Über den Eruptionsmechanismus usw.

besonders die zum Teil weitgehende Kompliziertheit der genetischen Vorgänge aufzeigen soll, die aber selbst in ihrer größten Häufung die an einfachem Beispiel geschilderten Grundzüge höchstens verschleiern, nicht aber verdecken können.

Das Profil entstammt einem Schnitt durch den nordwestlichen Rand eines dem Burgstall nördlich nah benachbarten und ähnlich großen Kraters. Hier ist das positive Relief der Basaltkuppe völlig durch künstlichen Abbau zerstört, und an ihre Stelle trat die von ihrer Füllung befreite alte Hohlform einer flachen, von Steilrändern begrenzten Kraterschüssel. Die alte Formwiedergabe ist eine deutliche; denn der Betrieb machte überall Halt, sobald er auf das technisch unbrauchbare Material des Randes stieß, und auch der Boden bildet nach seinem Material eine natürliche Grenzfläche, in der man den Ansatz des zur Tiefe führenden Schlotes jedoch nicht gefunden hat.

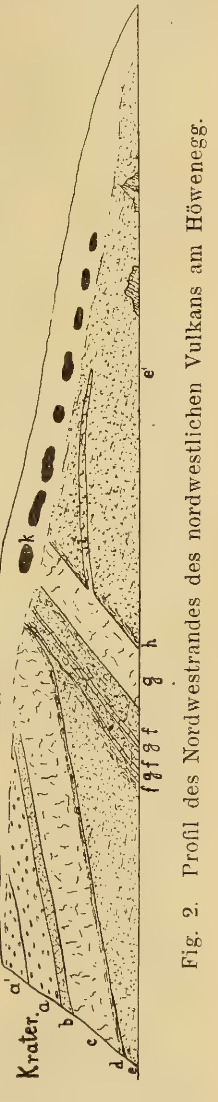


Fig. 2. Profil des Nordwestrandes des nordwestlichen Vulkans am Höwenegg.

Dieses Profil ist in erster Linie instruktiv, indem es die Grenz- und Bewegungsfläche einer inversen Innenscholle gegen periklinal geneigte Tuffmantelteile zeigt. Es vervollständigt also wesentlich das Profil des Burgstalles, dessen Tuffaußenschenkel der Denudation zum Opfer gefallen ist.

Der innenwärts fallende Profilschenkel baut sich hier nicht aus reinen Tuffen, sondern aus Laven und Tuffen derart auf, daß die durch ihren Habitus gut vom Kernbasalt unterschiedenen Laven das Profil beherrschen und nur ein schmales Tuffbänkchen zwischen sich einschließen.

Innen- und Außenschenkel sind also durchaus verschiedenartig gebaut. Ungleichartiges liegt heute im Profil in einer Höhenlage nebeneinander. Die inverse Lagerungsform des Innen-

schenkels muß eine sekundäre sein, wie am Burgstall, es hat hier ferner nicht nur Kippung, sondern auch Verschiebung der Massen gegeneinander stattgefunden. Das zeigt besonders die lokale Schleppung der Grundfläche gegen den liegenden Basaltgang. Das bestätigt ferner die vom normalen Tuffhabitus abweichende, tonig-schiefrige Art des Kontaktes.

Das Liegende bildet eine Scholle sehr flach gelagerter, ziemlich massiger Tuffe voll von Untergrundeinschlüssen.

Ihren Schollenstreifencharakter bedingt ein mäßig steiler Basaltgang auf der Liegendseite, dessen Neigung Abzweigung vom Zentralrohr in nur geringer Tiefe vermuten läßt. Habituell steht diese Ganglava g den Laven a—c sehr nahe. Das Bild vervollständigt noch eine kleine Apophyse nach außen. Der Basalt hat aus dem durchbrochenen Tuff nur so wenig Material aufgenommen, daß man den Eindruck gewinnt, daß seinem Aufdringen hier durch vorangegangene Spaltenbildung bereits ein leicht zugänglicher Weg vorbereitet war, den er sich nur durch Druck zu erweitern brauchte. Nach außen vom Basaltgang legen sich wieder Tuffe vom genauen Habitus der über dem Basaltgang liegenden bis zum Schluß des Profils an. Die Fallwinkel dieser Tuffe nehmen, soweit man bei der oft nur angedeuteten Schichtung sehen kann, normalerweise von außen nach innen bis zum Basaltgang etwas zu. Da die über dem Basaltgang folgende Tuffscholle aber wieder besonders flaches Einfallen erkennen läßt, ergibt sich daraus, daß ihre Lage keine ursprüngliche mehr ist, denn diese Scholle, die dann durch die hangenden Basaltdecken überlagert wurde, war zu jener Zeit der Überflutung notwendig bereits Scholle, da die Schichtköpfe, die der hangende Basalt abschneidet, bereits aufgerichtet innerhalb eines höheren Kraterrandes, der den Basalt als Kraterfüllung faßte, gelegen waren!

Betrachten wir diese Angaben und Profildetails in einer der Genese entsprechenden zeitlichen Aufeinanderfolge, so ergibt sich ein kompliziertes, phasenreiches Bild, das ich in der beigegebenen Figur schematisch darzustellen versucht habe:

Wenn wir von einer möglicherweise bereits vulkanischen Unterlage des kleinen Vulkanbaues, über die noch nichts näheres bekannt ist, absehen, haben wir:

1. Eine Phase embryonaler Entwicklung. Krater und Kraterrohr werden ausgeschossen, in der Folge ein Tuff-

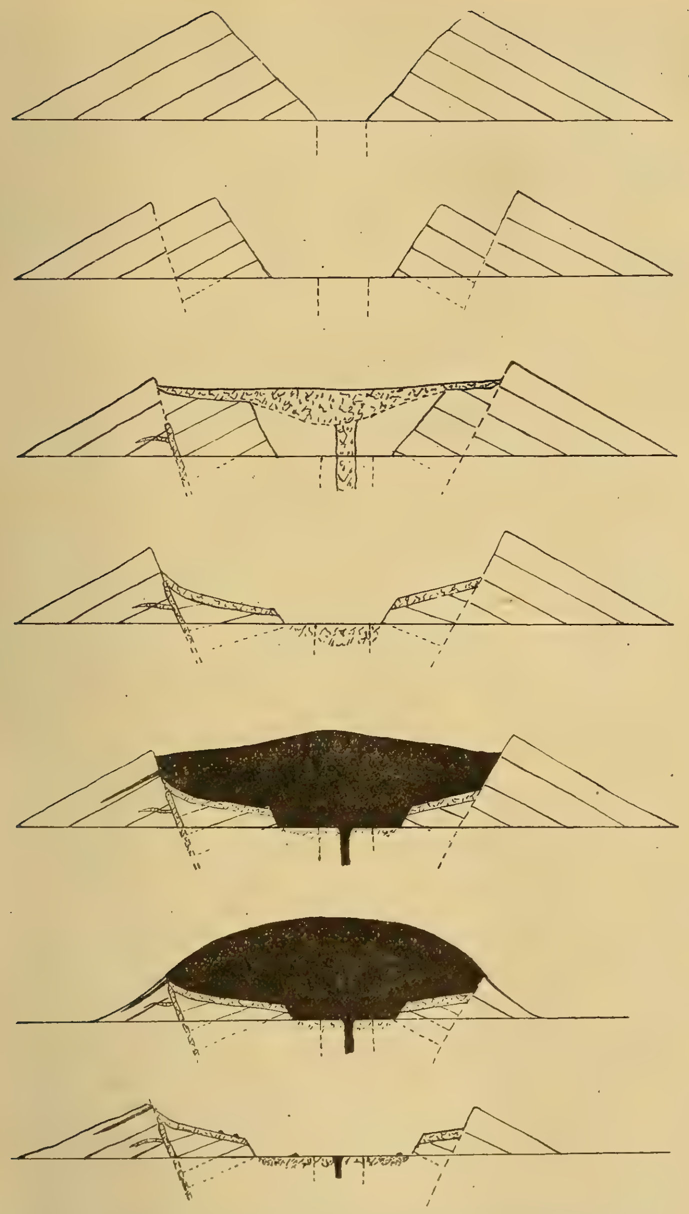


Fig. 3. Schematische Darstellung der Entwicklungsphasen des nordwestlichen Höweneggvulkans.

kegel perizentrisch aufgeschüttet. Dieser Stratokegel ist seinem Material nach recht einheitlich gebaut und reich mit Stücken des sedimentären Untergrundes durchsetzt. (Erste Eruptivphase.)

2. Eine Phase der Ruhe, welche die Verfestigung der lockeren Auswurfsmassen zu Bänken von ansehnlichem inneren Zusammenhalt sich entwickeln ließ.

3. Eine Phase des Einbruchs um den primären Krater, welche Schollen des alten Tuffkraterrandes kraterwärts abrutschen ließ. Eine Inversstellung trat nur in einigen Teilen des Kraters ein.

4. Der verstürzte neue Kraterboden wurde wesentlich von Lavadecken überschwemmt, deren genaue Ursprungsstelle wir nicht kennen, die jedoch aller Wahrscheinlichkeit nach im Grunde des Kraters gesucht werden muß. (Eruptive Zwischenphase.)

5. Auch dieser Phase folgte zunächst Ruhe und völlige Erstarrung des ergossenen Magmas.

6. Es wiederholt sich das Spiel des Einbruchs, denn nunmehr werden auch die ursprünglich wohl nur flach geneigt abgelagerten Lavabänke perizentrisch in Schollen zum Krater hin gekippt und abgesenkt. Die von ihnen mit zur Tiefe genommenen nichtinversen Tuffschollen dagegen verlieren durch diese Schiefstellung einen Teil ihres ursprünglich größeren Fallwinkels nach außen, woraus sich die flache Tufflagerung der Profilscholle in nächster Kraternähe zwanglos erklärt.

7. Endlich ist auch hier der Einbruch und die Bildung einer neuen Kraterform nur das Vorspiel gewesen zu einem neuen Ausbruch, der in stillem Aufdrängen den jetzt abgebauten, in sich auch völlig kompakt und ungestört gewesenen Basaltkern als Kraterfüllung, nicht als Quellkuppe geliefert hat. (Zweite Eruptivphase.)

Erwähnt sei hier, daß nach seinem petrographischen Habitus K der Profilzeichnung, sei es als einst oberflächlich abgeflossene Stromzunge, sei es als Lagergang, der sich zwischen die Tuffbänke einzwängte, zum Kernbasalt gehört, und somit ein Produkt der jüngsten Phase ist. Einzelheiten der Lagerung lassen sich bei der weitgehenden Auflösung des Stromrestes in kugelig-wollsackartige Gebilde heute nicht mehr feststellen. Was man noch sieht, bestätigt den petrographischen Befund, denn mit großer Wahrscheinlichkeit streichen die Reste dieses Stromes nicht nur diskordant über den liegenden Gangkopf weg, sondern greifen

auch noch in losen Einzelblöcken (was bei der unmittelbaren Nähe des alten Kernbasaltes die Beweiskraft der Beobachtung abschwächt) diskordant über die kraternahen älteren Lavaschollen hinweg.

Jedenfalls aber ist die Bedeckung durch die diversen Laven hier die Ursache der vorzüglichen Erhaltung des ganzen Tuffprofils geworden, das wir sonst in ungeschützter Lage meist größtenteils zerstört finden.

8. Eine letzte Phase ist postvulkanisch und schuf auf denudativem Wege die heutigen Oberflächenformen. Die vulkanische Tätigkeit selbst hat sich in dem Ausstoßen des zentralen Kernbasaltes endgültig erschöpft.

Dies Beispiel zeigte e i n e Art der Variationen des Normalbaues dieser Vulkane. Man könnte von anderen Individuen auch Komplikationen anderer Art anführen, aber sie würden den einfachen Grundzügen des Aufbaues nichts wesentlich Neues zufügen, deshalb will ich hier nicht weiter auf sie eingehen. Der gemeinsame Grundtyp, der das ganze Vulkangebiet beherrscht, zeichnet sich scharf ab: Lassen wir die Phasen 4—6 ausfallen, und denken wir uns die in den Krater abgestürzten Tuffschollen nicht nur gerutscht, sondern auch invers gekippt, denken wir ferner den ungeschützten äußeren Tuffaufschüttungswall denudativ entfernt, so haben wir genau das Bild des einfachen Burgstalls, ein Bild, das den immer wiederkehrenden Formentyp eines gemeinsamen Eruptionsmechanismus im ganzen Hegau verkörpert.

Diese Einheitlichkeit der Genese beleuchtet unter weiterer Mehrung und Ergänzung des Formenreichtums der vulkanischen Erscheinungen auch einer der höchsten und bekanntesten Hegauberge, der H o h e n h ö w e n bei Engen.

Als kleine vulkanische Kuppe erhebt er sich auf hohem, dank seiner Schutzkappe ebenfalls kegelartig herausgearbeitetem Sockel. Dies Bild ist es, das auf den ersten Blick einen gewaltigen Vulkanbau vortäuscht. In der Tat aber fällt auch der Hohenhöwen durchaus nicht aus dem Rahmen der für die Hegauvulkane charakteristischen Größenordnung heraus.

Wohl aber gibt uns der Hohenhöwen wie kein anderer Hegauvulkan Einblick gleichzeitig in seinen Oberbau u n d seinen Unterbau. Der Oberbau freilich ist im Vergleich mit den unübertrefflichen Profilen, die uns anderen Ortes die Steinbruchindustrie geliefert hat, sehr spärlich er-

schlossen, man muß die mühsam zu suchenden Einzelelemente erst konstruktiv zum geschlossenen Bild vereinen, dafür aber geben die tiefgreifenden Anrisse der Ostflanke durch Erdrutsche einen tiefen Einblick in das Bild, das gleichzeitig unter dem vulkanischen Oberflächenbau sich entwickelte. Ein vergleichendes Studium dieser Vorgänge der Tiefe und der Oberfläche läßt wichtige Resultate erhoffen und soll baldiger Inangriffnahme dringend empfohlen sein. Im Rahmen dieses Vortrages aber will ich hierauf nicht eingehen, sondern mich auf die Betrachtung des Oberbaues beschränken.

Gipfel und Außenhänge zeigen unter Waldbedeckung ihre Struktur größtenteils verhüllt. Anstehend tritt erst in der höchsten zentralen Region Basalt hervor. Versteilte Randböschungen zeigen, daß derselbe massige Basalt ein Stück weit den Grund der Hänge bildet, an der Ostseite tritt er auch wandartig anstehend noch einmal auf kurze Strecke zutage. Hier aber handelt es sich nicht um eine rundliche Kuppe, wie bisher, sondern um eine lange, schmale, etwa nord—südlich gestreckte Basaltgipfelfläche, welche die Form des Basaltkerns als Spaltenfüllung kennzeichnet. Dieser Kern ist in seiner Masse kompakt, aber es trennt sich eine feinkörnige Hauptmasse von doleritischen Einschaltungen, welche man wohl als Nachschübe ansprechen muß. Der Kern ist also nicht so vollkommen einheitlich gebaut, wie wir das bisher sahen, aber es ist trotzdem nach Lage und Habitus des Gesteins kein Zweifel möglich, daß das Gestein insgesamt dem Kernbasalt, der jüngeren Eruptivphase der anderen Hegauvulkane, entwicklungsmechanisch vollkommen entspricht.

Das bekräftigt auch die Lagerung der Tuffe, deren Resten wir charakteristischerweise gerade in den tieferen Hangpartien des vulkanischen Aufbaues begegnen. Sie sind nur noch spärlich erhalten, noch spärlicher aufgeschlossen, aber doch genügt das Beobachtbare, die Identität ihrer Lagerungsformen mit den Höweneggtuffen beispielsweise zu konstatieren. Im ganzen Westen und Norden fand ich Tuffe nirgends anstehend; im NO so stark verwittert, daß über ihre Lagerung Sicherheit nicht gewonnen werden konnte. Dagegen haben die vom Wegebau verursachten Schurfe in dem schmalen Südbogen des Berghanges deutliche Aufschlüsse geschaffen. Sie zeigen, daß im SO, S und SW der Tuff perizentrisch-invers in den Berg hineinfällt. Wir stehen hier in der Zone des

kraterspaltnahen Schollenverstürzungsgebietes. Hier wie überall ist nach Analogie und Aussehen die Inversität der Tuffe eine sekundäre, zeitlich von ihrer Eruptionszeit getrennte Erscheinung, die also eine ältere, erste Eruptivphase zur Voraussetzung hat, und damit den Hohenhöwenvulkan ganz im Rahmen der bisher besprochenen Vulkane entwickelt erscheinen läßt.

Betont sei, daß diese ganzen Gebilde naturgemäß ausschließlich Formelemente der dem Sedimentsockel auflagernden Vulkankuppe sind. Erst wenn wir tiefer am Hang hinabsteigen, treffen wir auf einen weitverbreiteten Böschungsknick und damit auch auf anderes Gestein — auf Juranagelfluh.

Aber nicht überall. Zwischen sie und die Vulkanbasis schiebt sich ein allerdings nur lokal erschlossener Komplex von jüngeren Süßwasserablagerungen ein, die durch Fossilfunde ihr sarmatisches Alter zu erkennen geben, und damit auch die Zeitgrenze vulkanischer Tätigkeit nach unten festlegen.

In schlechter Übereinstimmung mit dem Süßwassercharakter dieser Ablagerungen steht es, daß man hier gerade in der Literatur allgemein einen Gipshorizont eingeschaltet findet. In der Tat findet sich Gips in großen Lagern am Fuße dieses Vulkans. Und einzig und allein hier. Nirgends sonst im Hegau oder in ganz Süddeutschland ist etwas Analoges bekannt geworden. Hier gerade liegt die berühmte Wirbeltierlagerstätte, deren fossiler Inhalt das Donaueschinger Museum ziert. Aber der Gips ist mit Sicherheit erst an zwei isolierten Punkten nachgewiesen. Der eine liegt im Norden, der andere im Süden des Berges, beide ungefähr im Niveau der Grenze zwischen Eruptiv- und Sedimentgestein. Diese Verhältnisse und eine Reihe weiterer Gründe petrogenetischer, klimatologischer und faunistischer Art, die ich an anderer Stelle ausgeführt habe, lassen es mir sicher erscheinen, daß dieser Gips überhaupt kein stratigraphischer Horizont, sondern eine vulkanische Bildung ist, das Produkt einer Solfatarentätigkeit aus der Zeit der Eruptionsperiode der Hegauvulkane.

Vom äußeren, normal periklinal fallenden Tuffmantel des Hohenhöwen habe ich keine Reste mehr gefunden. Sie sind entweder unter Boden und Vegetation versteckt oder bereits restlos zerstört. Die seltene Tatsache aber, daß wir an diesem Berg einen Vulkan tatsächlich von der Wurzel

bis zum Krater dank der Gunst denudativer Verhältnisse studieren können, sollte ihn baldigst zum Gegenstand einer speziellen Untersuchung machen, die überaus wertvolle Resultate verspricht. —

Als letztes Beispiel will ich noch des umfangreichsten der Hegauvulkane gedenken, der auch an Höhe nur wenige Meter hinter dem Hohenhöwen zurücksteht: Es ist der burggekrönte Hohenstoffeln. Ich glaube nach den in der Literatur zu findenden Angaben, daß man seine Natur bisher noch wenig genau erfaßt hat.

Grundzug ist wie beim Hohenhöwen sedimentärer Sockel unter vulkanischem Gipfelbau, beide in ihren Konturen teilweise wenigstens so eng verschmolzen, daß sie wie ein einheitliches Gebilde wirken.

So sieht man — am besten wohl vom unfernen Bodensee aus — die zweigipfelige Figur des Hohenstoffeln mit seinem eleganten Flankenschwung weithin das Landschaftsbild unbestritten beherrschen. Der Hohenhöwen, der Hohentwiel und die anderen Charakterfiguren des Gaues sind an Masse so zurücktretend, daß sie neben dem Riesen verschwinden, fast wie unbedeutende Parasiten im Umkreis eines Zentralvulkans. Und doch liegt dieses Dominieren bei näherem Studium nicht im Aufbau eines überragend mächtigen Einzelvulkans, sondern in der Häufung und teilweisen Verschmelzung einer Anzahl gleichberechtigter, selbständiger Kraterberge, was man bisher nicht genügend gewürdigt hat, wie schon der für die Vulkangruppe stets allein genannte Name Hohenstoffeln besagt.

Dieser Name bezieht sich sogar in seinem engsten Sinne bereits auf zwei nah benachbarte durch schmale Basaltgangmassen auch äußerlich verbundene Gipfel, auf einen Doppelvulkan also, dessen zwei Eruptionsstellen in N—S-Richtung nah hintereinander geordnet auf einer Spalte liegen, deren direkte Verlängerung zur gleichorientierten Hohenhöweneruptionsspalte führt.

Zu diesem über geschlossen-einheitlichen Flanken sich erhebenden Doppelvulkan gehören noch einige kleinere Eruptionsstellen, deren charakteristischste wohl der kleine Hombollhügel im Osten ist, der unter den metamorphen Produkten seiner Eruptionen nicht nur kontaktveränderte Süßwasserkalke des Sarmatikums, sondern diese auch dynamisch angegriffen, nämlich stark bruchlos gefaltet, zeigt. —

Trotz dieser Vielheit der Ausbruchsstellen ist der vulkanische Bau nicht mächtiger als an den anderen He-

gauvulkanen, und das gegen den äußeren Anschein. Die ganzen Hänge weithinab verhüllen rein basaltische, z. T. dicht überwachsene Block- und Schuttmassen. Es ist natürlich, daß diese zunächst Basalt auch als anstehenden Untergrund vermuten lassen. Um so überraschter ist man, wenn man in unerwartet hohen Hangteilen, auf fast allen Seiten des Berges auf die Reste tertiärer Sedimente stößt, die also zeigen, daß der Sockel noch hoch oben unter den vulkanischen Massen durchstreicht, deren Trümmerfelder somit durchweg auf sekundärer Lagerstatt sich befinden. Der große Basaltbruch am Nordhang des Berges z. B. hat in seiner einen Ecke tertiäres Sediment entblößt, da eben, wo es von dem Stiel des Gipfelvulkans durchstoßen wird. Gleich daneben aber liegt der Schauplatz des großen Erdrutsches von 1919, der uns eindringlich den Weg vor Augen stellt, auf dem die Trümmermassen wohl größtenteils ihr neues Ablagerungsfeld erreicht haben.

Die Kleinheit des Baues dieses aus zwei Hauptkratern aufgebauten Hohenstoffelnvulkans wird noch viel auffallender, wenn man ihn mit der Größe des ganzen Sockelmassivs vergleicht. Da zeigt sich sofort, daß er nur dessen nördliche Hälfte deckt und schützt, während der südliche Teil um Pfaffwiesen herum, durch einen durchgreifenden Bacheinschnitt von ihm getrennt, eine hügelig-wellige, die Hangböschung unterbrechende Oberfläche zur Schau trägt, die erst an den Rändern wieder die steileren, normalen Böschungen des gemeinsamen, großen Massivaußenhanges annimmt.

Hier fehlt ein charakteristischer Aufbau, und doch kann über die vulkanische Natur dieser Fläche kein Zweifel sein. Um eine genau südlich von der Stoffelnaxe gelegene, flach schüsselartige, rundliche Eintiefung legt sich ein Kranz kleiner, flacher Hügel. Aus Mulde wie Hügelland sind längst einige Basaltfunde bekannt, und als Seitenprodukte des Stoffeln oder als diesem genetisch zugehörende Eruptionspunkte gedeutet worden.

Meine Begehungen haben mich gelehrt, daß die Basalte hier viel verbreiteter sind, als man annahm und einen fast geschlossenen Kreis um eine zentrale Mulde bilden, den man nur aus Mangel an jeglichem Aufschluß schwer im einzelnen verfolgen und vervollständigen kann. Man ist in seinen Schlüssen fast ganz auf Ansammlungen von Blöcken und Feldsteinen angewiesen. Jhre Häufung und Verbreitung, durch deren Schutzwirkung allein die

große Massivverbreiterung nach Süden zu erklären ist, lehrt, daß hier die Reste eines zusammenhängenden, jedenfalls selbständigen Vulkanbaues vor uns liegen, den ich als den Pfaffwiesenvulkan bezeichnen möchte. Sein Aufbau ist offenbar niemals so weit gediehen, wie der seines hohen nördlichen Nachbarn — das Überwiegen geflossener Lava und das Zurücktreten von Tuff dürfte für das Fehlen eines Hochbaues verantwortlich sein. Seine innere Struktur bedarf heute noch vollständig der Aufklärung. Sein Vorhandensein jedoch kann nicht mehr in Zweifel gezogen werden.

Eine weitere Beobachtung wirft ein Streiflicht auf den Charakter dieses Pfaffwiesenvulkans. Da wo über Riedheim der gemeinsame Rand des Hohenstoffeln — Pfaffwiesenmassivs nach Süden abfällt, ist er von einem eruptiven, basaltischen Gang durchbrochen. Dieser stellt das Südende des eruptiven Spaltes dar, auf dem in strenger Reihe nah hintereinander nach Norden erst der Pfaffwiesenvulkan und dann die beiden Gipfel des Hohenstoffeln folgen. Nördlich unterhalb des nördlichsten Hauptgipfels aber hat ein großer Basaltbruch das Nordende derselben Eruptivspalte nochmals erschlossen, die dann verschwindet, um erst im Hohenhöwen erneut in die Erscheinung zu treten.

An dieser Hohenstoffeln — Pfaffwiesenvulkangruppe habe ich — man kann fast sagen ausnahmsweise — inverse Tuffschichtung nicht beobachtet. Das besagt nicht, daß sie fehlt. Das Gesamtbild spricht für gleichartige Entwicklung wie bei den anderen Vulkanen. Aber die Aufschlüsse sind hier gering und für die Größe des Massivs sehr zerstreut. Was ich an Tuffen sah, und das sind eine ganze Anzahl von Stellen, war sehr stark verwittert und tonig zersetzt, und gehörte zu den Resten des normal geböschten Außenmantels der Vulkane. Sie sind die den stärksten Abrutschungen unterworfenen Massen des Massivs, so daß die Prüfung der Frage, wie weit noch primäre Lagerungsverhältnisse vorliegen, von Fall zu Fall besonderer Sorgfalt bedarf. Erst 1919 erfolgte, wie bereits erwähnt, der Abrutsch großer, geschlossener Basaltkern- und Tuffmantelteile vom Nordvulkan unter und neben dem genannten Basaltwerk am Nordhang des Hohenstoffeln. —

Auf die Spaltenfrage dieser Vulkane möchte ich hier nicht näher eingehen. Immerhin geht aus dem Gezeigten

klar hervor, daß einerseits eine vulkanische N—S-Hauptspalte angenommen werden muß, der andererseits aber durchaus nicht alle Basalte des Hegaues angehören. Die Tektonik des Hegaues liegt noch im Argen. Man hat — jeder nach seiner Auffassung in verschiedener Weise — die Einzelvulkane schon in verschiedenster Weise durch Linien verbunden und so vielfach nirgends beobachtete Spalten und Bruchsysteme konstruiert. Man bekäme ein dichtes Maschennetz von Linien, wollte man sie alle in eine Skizze eintragen, von denen doch höchstens ein Teil richtig sein kann. —

Ich bin am Schlusse meiner speziellen Ausführungen. Ich möchte es bei der Schilderung dieser größten und typischsten Vertreter der Hegaubasaltvulkane bewenden lassen, da sie alle Charakterzüge des Vulkangebietes in sich gegenseitig ergänzender Weise aufgezeigt haben. Ein Mehr würde im Rahmen dieses Vortrages im Sinne angestrebter Übersichtlichkeit ein Weniger bedeuten.

Ich fasse kurz zusammen:

Zweck und Ziel meiner Hegauarbeit war an der Klärung von vulkanologischen Fragen mitzuwirken, die bislang zum Teil noch vernachlässigt waren, zum anderen Teil zu ganz auffallenden Meinungsdifferenzen geführt hatten.

Meine Darlegungen haben wohl, ohne daß ich es besonders betonen müßte, erkennen lassen, daß ich den noch im jüngsten, großen Werk über die Geologie Badens von Deecke[8]) eingenommenen Standpunkt nicht teilen, ja nicht einmal verstehen kann, daß die Hegaubasalte nur Deckenreste seien, und zwar die in alten Tälern abgelaufenen Enden von Lavaströmen, die durch ihre Schutzwirkung heute zu einer Inversität des Landschaftsreliefs geführt hätten; daß also die jungtertiären Täler gerade dort zu suchen seien, wo heute Basalt die Höhen krönt. Die Eruptionsstellen selbst aber, aus denen diese Basalte stammen, und die unter Deeckeschen Gesichtspunkten doch notwendig außerhalb der Stromreste liegen müßten, kennt und nennt Deecke nicht.

Ich glaube dagegen nicht nur unverkennbare Krater vorgeführt zu haben, sondern der feingliederige Bau dieser Kraterberge gestattete sogar die Erkennung einer deut-

---

8) Deecke. Geologie von Baden, Bd. II, 1917, und Bd. III (Morphologie), Berlin 1918.

lichen Phasenreihe der Vulkanogenese, die, wenn auch nicht notwendig absolut gleichzeitige Entwicklung, so doch notwendig gleiche Grundursachen, gleichen Tiefenvulkanismus und gleichen Eruptionsmechanismus für das ganze betroffene Gebiet zur Voraussetzung hat.

Abschließend möchte ich noch ein Wort über die so oft angeführten Vergleiche der Hegauvulkane mit denen der benachbarten Gebiete anfügen, und auf die größeren genetischen und morphologischen Zusammenhänge und Verwandtschaften hinweisen, die sorgfältige Prüfung der Verhältnisse ohne Zweifel hervortreten läßt.

Auf die petrographische Verwandtschaft der melilithreichen Basalte des Hegaues und der Alb wurde schon von verschiedenen Autoren mit guten Gründen eindringlich hingewiesen, so daß ich hieran an dieser Stelle nur zu erinnern brauche.

Aber die nähere Untersuchung im Felde zeigt auch, daß enge morphologische Zusammenhänge diese süddeutschen Vulkangebiete verknüpfen, nicht derart, daß überall gleichartige Formenentwicklung die Einzelgebiete charakterisiert, wie dies schon zu Unrecht darzutun versucht worden ist[9]), sondern in dem Sinne, daß fast jedes Einzelgebiet von den Formen eines Entwicklungsstadiums einer gemeinsamen genetischen Formenreihe beherrscht wird.

So überwiegen auf der Alb die verschiedenen Stadien embryonaler Entwicklung während es wohl nirgends zum Aufbau eines fertigen Vulkanes gekommen ist. Im Albgebiet war es vor allem Branca[10]), der uns mit den verschiedenen embryonalen Formen vertraut machte. Dort herrschen Maare, Schlotbreccien und Tuffrohre, in denen noch vereinzelt Basaltnachschübe gang- oder pfropfenartig zum Aufstieg, aber nicht mehr zum Ausbruch kamen. Wir kennen als höchste Entwicklungsstadien Anzeichen und Spuren einer doppelten Betätigung der vulkanischen Kraft an einzelnen Schloten, und weiterhin Einbrüche über einzelnen Kratern, die zum Teil den Rand der Tuffmaare in inversen Schollen zum Kraterinnern hin ab-

---

[9]) v. Knebel. Vergleichende Studie über die vulkanischen Phänomene im Gebiet des Tafeljuras. Sitzungsber. d. physikal.-medizin. Sozietät zu Erlangen. 1903, S. 189 ff.

[10]) Branca. Schwabens 125 Vulkanembryonen. Jahrb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Wttbg. 1893/94.

sinken ließen[11]). Gerade hier knüpft die Formenreihe der Alb mit ihrem Endglied an das erste Glied der Hegauformenkette an, das wir als vereinzeltes Relikt noch im Wannenberg bei Thengen kennen lernten. Im Hegau überwiegt dank der größeren Intensität und längeren Dauer der vulkanischen Tätigkeit der fertige, phasenreiche und daher kompliziert gebaute Vulkan, der auch hier stets klein blieb, weil offenbar dem Herd keine extensiven, eruptionsfähigen Massen zur Verfügung standen.

In diesem also nur phasenweisen Parallelismus der genetischen Erscheinungen kommt aber naturgemäß nicht minder klar die nahe, entwicklungsmechanische Verwandtschaft der verschiedenen Gebiete zum Ausdruck. Bezeichnenderweise liegen die typischen, herrschenden Formengruppen nun nicht beliebig durcheinander, sondern streng in der Weise gereiht, daß im alpenfernsten Nordosten die embryonalsten Spuren vulkanischer Tätigkeit liegen (Ries), im alpennächsten Süden (Hegau) dagegen die größten und kompliziertesten, fertigen Vulkanbauten auftreten, während die Vorkommen der Mitte auch morphogenetisch eine Mittelstellung einnehmen (Alb). Nicht die Zahl der Eruptionsstellen, sondern ihr Wirkungsgrad und ihre Wirkungsdauer stellt sich hier als wichtigstes Element des Vulkangebietes dar. Die bekannte Reihe Ries — Steinheim — Urach — Hegau erläutert dies zur Evidenz.

Enge Verwandtschaft zeigen diese ganzen Gebiete endlich auch in der völligen Gleichaltrigkeit ihrer Tätigkeitsperiode, die durchweg ins Obermiocän, und mindestens größtenteils[12]) sicher bestimmbar ins oberste Obermiocän, ins Sarmatikum, fällt. Eine weitere Altersgliederung innerhalb dieses Horizonts auf geologisch-palaeontologischer Grundlage ist nicht mehr möglich, wohl aber wird sie vulkanologisch ermöglicht durch die zeitliche Phasengliederung des Lebens der Vulkane, wie sich aus dem Vorstehenden ergeben hat.

---

[11]) Berckhemer. Über die Böttinger Marmorspalte usw. Jahrb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Wttbg. 1921.

[12]) Ehrat und Jooss. Das Alter der vulkanischen Tuffe im Kirchheim-Uracher Gebiet und im Hegau. Geolog.-palaeontolog. Mitteilg. Stuttgart 1921 Nr. 1 und H. Reck und W. O. Dietrich. Ein Beitrag zur Altersfrage der Hegau-Basaltvulkane. Centralbl. f. Min. 1922.

Diese ober-oberstmiocäne allgemeine Entstehung weist zusammen mit geographischer Verteilung, petrographischer und entwicklungsmechanischer Übereinstimmung auf enge, gemeinsame genetische Beziehungen zur nahen mittelmiocänen Alpenhauptfaltung in dem Sinne hin, daß die vulkanische Haupt-Tätigkeit, wie das Dalysche Gesetz dies fordert, der orogenetischen Hauptphase unmittelbar folgte.

Es bedeutet das doch wohl, daß die durch orogenetische Prozesse im tektonischen Bereich mobil gewordenen tiefenvulkanischen Massen erst später eine neue Gleichgewichtslage fanden, und in Erstrebung einer solchen mit Teilen auch das nördliche Alpenvorland unterströmten, wo sie in einer klaren Bogenzone (Randzone?) mit nach außen hin abnehmender Intensität eruptiv wurden.

Die gesamten Kraftäußerungen lassen auf solche Weise gerade bei ihrer Würdigung in ihrem ganzen Wirkungskreis, einen im Ganzen zweifellos eng zusammengehörigen, in den Teilgebieten je nach dem Stadium ihrer Entwicklung individualisierten, in allen Teilen aber nur als schwach und kurzlebig zu bezeichnenden Vulkanismus erkennen. —

Herr FUCHS spricht **„Über die Beziehungen des Sauerländischen Faziesgebiets zur belgischen Nord- und Südfazies und ihre Bedeutung für das Alter der Verseschichten“**[1]**.**

Zur Erörterung des Vortrags sprechen die Herren: KRAUSE, ZIMMERMANN I, BÄRTLING und der Vortragende.

Der Vorsitzende dankt den Vortragenden für ihre interessanten Ausführungen und wertvollen Anregungen.

Das Protokoll wird vom Schriftführer verlesen und genehmigt.

v. w. o.

BÄRTLING. JANENSCH. PICARD.

---

1) Der Vortrag wird in einem der nächsten Hefte abgedruckt.

Protokoll der Sitzung am 5. Juli 1922.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende teilt den Tod der Mitglieder:

Bergingenieur BENJAMIN SMITH LYMAN in Cheltenham (Pa.), Nordamerika, Mitglied seit 1870,

Kommerzienrat Dr. ESCH in Darmstadt, Mitglied seit 1893,

Dr. phil. et med. HERMANN HAMM in Osnabrück, Mitglied seit 1899,

mit. Die Anwesenden erheben sich zu ihrem Andenken.

Als Mitglieder der Gesellschaft werden aufgenommen:

Freiherr RUDOLF v. MALTZAHN in Halle a. S., Kaiserstraße 5, vorgeschlagen von den Herren E. LEHMANN, v. WOLFF, WEIGELT,

Herr stud. geol. ERNST BÖLSING und

Herr stud. geol. ANDREAS GEORGIS, beide in Gießen, Geologisches Institut,
vorgeschlagen von den Herren HARRASSOWITZ, HUMMEL und REUNING,

Herr Studienrat POETSCHEL in Strehlen (Schlesien), vorgeschlagen von den Herren BARSCH, JOH. BEHR, BÄRTLING,

Herr Bergrat KURT SEIDL in Hindenburg (O.-S.), Kronprinzenstr. 1, vorgeschlagen von den Herren ERICH SEIDL, DIENST und BÄRTLING,

Herr Dr. MAX STORZ, Assistent am Institut für allgemeine und angewandte Geologie in München, Neuhäuserstr. 51, vorgeschlagen von den Herren ERICH KAISER, BODEN und BROILI,

Herr MAX LAUBINGER in Hamburg, vorgeschlagen von den Herren FINCKH, JOH. BÖHM und DIENST,

Herr Dr. WOLFGANG PANZER, Assistent am Geographischen Institut, Gießen, Brandplatz, vorgeschlagen von den Herren CISSARZ, SCHNEIDERHÖHN, HUMMEL,

Herr WILHELM JAEGER in Adorf (Vogtland), Elsterstraße 36,

Herr HANS BECKER in Leipzig, Emilienstr. 15, vorgeschlagen von den Herren KOSSMAT, KRENKEL und PIETZSCH,

Herr Dr. F. W. ERRULAT, Assistent in Königsberg i. Pr., Lange Reihe 4, vorgeschlagen von den Herren ANDRÉE, KRAUS und RECK,

Herr Stadtoberinspektor ALFRED MÜLDNER in Berlin, Wichertstr. 63,

Herr Dr. phil. HEINRICH WÜSTENHAGEN, Studienrat in Berlin-Pankow, Brennerstr. 36,

vorgeschlagen von den Herren BELOWSKY, SCHNEIDER, KAMMRAD,

JULIUS BERGER, Tiefbau-A.-G. in Berlin, vorgeschlagen durch die Herren DIENST, JANENSCH, SOLGER.

Der Vorsitzende legt die Eingänge für die Bücherei vor und spricht über die diesjährige Hauptversammlung. Sie ist wegen des sog. Internationalen Geologenkongresses so früh gelegt worden. Obwohl wir Deutschen an den Arbeiten der früheren Kongresse und der internationalen geologischen Bestrebungen in hervorragendem Maße beteiligt waren, sind wir zu der Versammlung in Brüssel nicht eingeladen worden, gestützt auf den Beschluß eines Komitees in London, das für die künftigen Kongresse ein Statut ausarbeiten und der nächsten Tagung vorlegen sollte. Das Komitee hatte kein Recht, eine für die internationalen Kongresse bindende Entscheidung zu treffen. Die Brüsseler Versammlung ist daher kein internationaler Kongreß, wie auch von skandinavischer Seite gegen diese Bezeichnung Verwahrung eingelegt worden ist. Wir haben zu unserer Hauptversammlung deshalb diejenigen Ausländer eingeladen, die das Bedürfnis zu wissenschaftlichem Zusammenarbeiten mit uns fühlen. Die Versammlung ist deshalb so gelegt worden, daß diese Gäste vor der Brüsseler Versammlung sie besuchen können. Es ist wünschenswert, daß die Versammlung in der Ostmark recht reichlich von unsern Mitgliedern besucht wird.

Herr SOLGER spricht dann **„Über die Einmündung des Haveltals in das Berliner Hauptttal.“**

An der Erörterung nimmt Herr WOLFF teil und der Vortragende.

Herr **W. GOTHAN** spricht über:

Ein Fund natürlicher Zellulose im Miocän des Niederlausitzer Braunkohlenreviers.

Vor kurzer Zeit erhielt ich von einem sehr aufmerksamen Beobachter im Niederlausitzer Braunkohlenbecken, Herrn Bergwerksdirektor Dipl.-Ing. SAPPER in Klettwitz einige Funde zugeschickt, unter denen wissenschaftlich am bemerkenswertesten eine Anzahl von Stücken fossilen Holzes war, die sich schon äußerlich von sehr ungewöhnlicher Erhaltung zeigten und deswegen die Aufmerksamkeit des genannten Herrn im besonderen Maße erregt hatten. Sie waren nämlich von fast schneeweißer Farbe, so daß Herr SAPPER an die Erscheinung der Weißfäule dachte. Die Art des Holzes konnte noch nicht näher bestimmt werden und wird sich auch vielleicht nicht mehr genauer bestimmen lassen, da die einzelnen Zellen, wie der mikroskopische Befund zeigt, außerordentlich stark angegriffen und korrodiert sind und, wie die Dünne der Wände beweist, sehr erheblich an Substanz verloren haben. Bei genauerer Prüfung mit chemischen Reagenzien, unter denen ich auch Chlorzinkjod anwandte, zeigte sich zu meiner nicht geringen Überraschung, daß die Holzstücke eine ausgesprochene und unmittelbar erfolgende Zellulosereaktion zeigten, indem das „Holz" sich sofort intensiv blau färbte. Allem Anschein nach handelt es sich also um mehr oder weniger reine Zellulose, mit denen wir noch weitere Prüfungen vorzunehmen im Begriff sind; so z. B. auch die Prüfung mit dem SCHWEITZERschen Reagens (Kupferoxydammoniak), die jedoch noch nicht beendet sind. Der Chemiker an der Geologischen Landesanstalt in Berlin, Herr Dr. A. BÖHM, hat sich der Sache in freundlicher Weise angenommen und wird darüber vielleicht später selbst näher berichten. Es ergibt sich jedenfalls zunächst nach den bisherigen Versuchen soviel, daß man sagen kann, daß aus diesem Holz die Holzstoffe (Lignine) auf natürlichem Wege irgendwie entfernt worden sind und mehr oder weniger reine Zellulose übrig geblieben ist.

Zunächst noch einige Mitteilungen über die Lagerungsverhältnisse, unter denen der Fund gemacht wurde. Diese beruhen bisher auf den Mitteilungen des Herrn SAPPER, da Verfasser selber noch nicht an Ort und Stelle gewesen ist. Im Hangenden des Hauptflözes der Grube Wilhelminensglück in Klettwitz (N.-L.) stellte sich noch im

Tertiär ein Braunkohlenschmitz ein, bestehend aus zusammengeschwemmtem Pflanzenmaterial verschiedener Art, Blättern, Holzstücken, Kiefernzapfen, Samen usw., verunreinigt mit Sand und anderen Sedimenten. Innerhalb dieses also typisch allochtonen Braunkohlenschmitzes kam das obengenannte, in Form von Zellulose erhaltene Holz in zahlreichen einzelnen Stücken vor, die beim Anschneiden durch den Abraumbagger herunterrollten und die Aufmerksamkeit des genannten Herrn erregten. Es handelt sich also jedenfalls noch um tertiäres Material; die einzelnen Stücke sind auch noch mit dem umgebenden Nebengestein behaftet. Die Frage, wie sich die Auslaugung bzw. Fortführung der Lignine (Holzstoffe) vollzogen haben mag, kann hier nicht gelöst, sondern nur vermutet werden. Anflüge von Vivianit zeigen zunächst ohne weitere Untersuchung, daß Schwefeleisenverbindungen vorhanden sind, und Schwefelkies dürfte wohl auch, da er in der Braunkohle ja gemein ist, vorkommen. Es können sich also in dem lockeren, durchlässigen Material durch Mitwirkung sauerstoffhaltiger Tagewässer schwefelsaure und schwefligsaure Verbindungen entwickelt haben, die möglicherweise nach Art des künstlich angewandten Sulfitlaugenprozesses zerstörend bzw. auflösend auf die Holzstoffe eingewirkt haben, die vermöge der Durchlässigkeit des umgebenden Mediums fortgeführt werden konnten, so daß von dem Holz mehr oder weniger feine Zellulose übrig blieb. In der gewöhnlichen Braunkohle wird z. B. bei den Ligniten etwas derartiges nicht geschehen; die Zersetzungsprodukte des Holzes bleiben in der Braunkohle selbst darin, und um aus den Ligniten die noch vorhandene Zellulose zu gewinnen, müssen die „Humusstoffe usw." erst auf künstlichem Wege entfernt werden, wonach ein bedeutendes Zellulosegerüst übrig bleibt. Daß in nicht kohligem Nebengestein derartige Erhaltungsweisen wie in unserm Fall öfter vorkommen, zeigt ein Fund, den R. Potonié angegeben hat aus einem miocänen Ton der Elberfelder Gegend.

Das Lehrreiche an dem vorliegenden Fund ist, daß sich selbst unter den ungünstigen Verhältnissen in dem von durchlässigem Nebengestein umgebenen Braunkohlenschmitz die Zellulose als so außerordentlich widerstandsfähig erwiesen hat, während die Holzstoffe infolge der Eigenart der Umstände mehr oder weniger verschwunden sind. Die Ligninhypothese der Kohlenbildung, wie sie von Franz Fischer und seiner Schule vom Mühlheimer Kohlen-

institut nachdrücklich vertreten wird, besagt bekanntlich, daß die Hauptmasse der Steinkohlen aus den Holzstoffen der Steinkohlengewächse hervorgegangen sein soll; die Zellulose sei ein namentlich durch bakterielle Tätigkeit schnell angegriffener und verhältnismäßig rasch zum Verschwinden kommender Bestandteil der Pflanzen; das Widerstandsfähigere seien die Holzstoffe, das Hinfälligere die Zellulose. Im Hinblick auf diese Anschauungen erscheint unser Fund jedenfalls nicht ohne Interesse, weil er zeigt, daß (wenigstens unter gewissen Umständen) die Zellulose sich als weit widerstandsfähiger als die Holzstoffe zeigt, ein Standpunkt, der nicht nur von mir, sondern auch von R. Potonié und anderen geteilt wird; auch unter den Chemikern ist die Fischersche Anschauung keineswegs unangegriffen geblieben und sehr ernsthafte Forscher haben Einspruch gegen die Einseitigkeit dieser Hypothese erhoben. Es sei noch hinzugefügt, daß von anderer chemischer Seite die genau entgegengesetzte Hypothese vertreten wird, nämlich, daß die Steinkohlenpflanzen so gut wie keine Holzstoffe besessen hätten und demgemäß von der Zellulose und deren Umwandlungsprodukten die Hauptmasse der Steinkohle herrühren müsse. Wie so häufig, treten hier in der Wissenschaft zwei extrem einander gegenüberstehende Richtungen auf, deren Versöhnung nach dem Austoben des Streits ihrer Vertreter auf der berühmten mittleren Linie erfolgen dürfte. Was unseren Fund betrifft, so sollen die Beobachtungen darüber noch fortgesetzt werden und weitere Mitteilungen folgen.

Darauf verliest der Vorsitzende eine von Herrn Jentzsch eingesandte Bemerkung:

Über die hochlagernden Blöcke Schlesiens.

Von Herrn Alfred Jentzsch in Gießen.

In einer kleinen Arbeit „Der Wasserhaushalt des Inlandeises“[1]) habe ich allgemein, d. h. für Eisdecken aller Zeiten und Länder, gezeigt, daß Inlandeis keineswegs dauernd und überall auf starrem Untergrund liegen konnte, sondern, durch hydrostatischen Druck stellenweise entlastet, gemäß der horizontalen Komponente seiner Gesamtlast sich über einem veränderlichen, nach Jahreszeiten wechselnden Netz

[1]) Geologische Rundschau, Bd. XIII, S. 309—314. Leipzig 1922.

subglazialer Gewässer vorwärts schob, deren senkrechter Auftrieb alljährlich und alltäglich innerhalb sehr weiter Grenzen und Kraftmaße schwankte.

In der Anwendung auf norddeutsche Verhältnisse führt obige Darlegung von selbst zu der Frage: Wie wurde es möglich, daß in den Gebirgen Schlesiens nordische Blöcke und andere zweifellos diluviale Ablagerungen bis auf Höhen von mehr als 500 m Meereshöhe getragen wurden? Solches ist durch Beobachtungen von Ernst Dathe und anderen namhaften Geologen festgestellt und durch Fritz Frech dessen Betrachtungen über die Höhenlage des diluvialen Inlandeises zugrunde gelegt worden. Naturgemäß wäre es schwer zu begreifen, wie durch bloßen lateralen Eisschub aus den niederen Lagen der geographischen Breiten Berlins Blöcke usw. südwärts um mehrere Hunderte von Metern Meereshöhe auf sudetische Berge geschoben sein sollten. Doch ist der natürliche Vorgang umgekehrt zu denken: Zeitweise, aber nur vorübergehend im Hochsommer mußten in den Eis- und Schneeflächen Schlesiens unter der Wirkung der Sonnenstrahlung große Mengen von Schmelzwasser entstehen, die ihren Abfluß nur subglazial finden konnten, nämlich durch süd-nördliche Strömung zum Ausgleich mit dem allgemeinen Grundwasserspiegel der Berliner Breiten, wobei nach Analogie der Eisstopfungen unserer deutschen Ströme große Widerstände durch Überdruck überwunden werden mußten.

So dürfte der scheinbare Widerspruch erklärt sein!

An der Besprechung beteiligt sich Herr Wolff und der Vorsitzende.

Die Sitzung wird geschlossen um 9¼ Uhr.

v. w. o.

Pompeckj. Solger. Bärtling.

Briefliche Mitteilungen.

9. Über Augenkohle von Pensberg in Oberbayern.

Von Herrn O. Stutzer,

Freiberg i. Sa., den 26. Juni 1920.

Mit dem Namen Augenkohle bezeichnet man eine Kohle, welche auf ihrer Spaltfläche zahlreiche scharf begrenzte kreisrunde oder elliptische Scheiben (Augen) führt. Diese Scheiben liegen in Ebenen, die alle zueinander parallel verlaufen. Die einzelnen Augen sind glatt und glänzend. Sie werfen daher das auf sie fallende Licht wie kleine Spiegel alle gleichzeitig zurück.

Die Scheiben zeigen meist einen zentralen Punkt, um welchen sich mehrere, oft zirkelrunde Zonen herumziehen. Diese Zonen sind häufig schwach wellig gebogen wie der äußere Rand eines Tellers. Mitunter sieht man auch vom zentralen Punkt aus radial verlaufende Linien.

Augenkohlen kommen in Steinkohlenflözen, aber auch in gewissen metamorphosierten Braunkohlenflözen vor. Alle bisher über Augenkohlen veröffentlichten Notizen hat Verfasser an anderer Stelle[1]) zusammenfassend kritisch besprochen. Auf sie sei im folgenden daher nicht noch einmal eingegangen. Im folgenden seien nur einige Augenkohlen beschrieben, die Verfasser im Mai dieses Jahres beim Besuch der Pechkohlengrube Pensberg in Oberbayern vorfand.

Die Pechkohle Oberbayerns hat oligocänes Alter. Sie ist pechschwarz und gleicht in Aussehen und Abbauverhältnissen vollkommen einer Steinkohle. Da sie aber dunkelbraunen Strich hat, so muß sie aus diesem Grunde und auch wegen gewisser chemischer Eigenschaften noch als Braunkohle bezeichnet werden. Ihren steinkohlenähnlichen Habitus hat sie durch alpinen Gebirgsdruck erhalten, der die Inkohlung der oligocänen Kohle beschleunigte.

---

[1]) O. Stutzer, Allgemeine Kohlengeologie. 1914. S. 170. Neuere Mitteilungen in: O. Stutzer, Über einige auf Druck und Zerrung zurückzuführende Strukturen, Verbandsverhältnisse und Absonderungsformen von Kohle. Glückauf 1920. S. 389—392.

Die im folgenden beschriebenen Stücke wurden vom Verfasser leider nicht dem Anstehenden in der Grube selbst entnommen. Bei der kurzen Befahrung wurde keine Augenkohle gefunden. Die Stücke entstammen vielmehr einer Sammlung der Grubenverwaltung und der Kohlenaufbereitung. Sie befinden sich jetzt in der Kohlensammlung der Bergakademie Freiberg i. Sa.

Eins der gesammelten Stücke ist eine pechschwarze und glänzende Augenkohle, die ganz übersät ist mit kleinen Augen. Die einzelnen Augen berühren sich und liegen dicht über- und untereinander. Die Augen sind alle in typischer Weise entwickelt. Sie zeigen mehrere konzentrische Zonen um einen zentralen Punkt herum. Die einzelne Augenfläche ist keine glatte Ebene, sondern eine schwach gewölbte Fläche. Sie ist so gebogen, daß der Kern des Auges im tiefsten Teile der schwach gewölbten Scheibe lagert. Bisweilen sind zwei Augen miteinander so verwachsen, daß eine oder mehrere äußere Zonen um beide Augen gemeinsam herumlaufen.

Die Kohlenart des besprochenen Stückes ist typische Pechkohle und zwar Kohlenholz. Die einzelnen Holzfasern sind deutlich mit bloßem Auge zu erkennen. Sie verlaufen schräg zur Ebene der Augenfläche. Das Holz ist mit einer dunkelschwarzen, ihrem Aussehen nach pechähnlichen Substanz innig durchtränkt, wodurch das Kohlenholz muscheligen Bruch erhalten hat. Die Kohle spaltet in der Ebene der Augenfläche. Auf dem Querbruch sind die Spaltrisse zwar alle parallel aber nicht ganz scharf gradlinig. Mitunter findet sich ein Kalkspathäutchen auf den Augen, ein Zeichen, daß kalkhaltiges Wasser in diese Spalten eingedrungen ist.

Ein anderes Stück zeigt eine Bank von Augenkohle in gewöhnlicher Kohle. Im unmittelbar Hangenden und Liegenden der Augenkohle folgt Pechkohle ohne Augenstruktur. Die Augen sind in gleicher Weise wie im ersten Stück entwickelt. Sie sind nur kleiner und etwas mehr gewölbt, so daß das Innere der Augen tiefer liegt. Zudem sind nicht alle Augen parallel e i n e r Ebene orientiert. Es gibt noch e i n e z w e i t e E b e n e, in welcher einzelne, wenn auch weniger zahlreiche Augen liegen, eine Ebene, welche die erste unter spitzem Winkel schneidet.

Beachtenswert ist es nun, daß diese Augenkohlenbank zusammenfällt mit einer Kohlenlage, die aus fossilem Holz

besteht. Die einzelnen Holzfasern sind deutlich zu erkennen. Sie verlaufen annähernd senkrecht zur Ebene der Augen. Das in Augenkohle verwandelte Kohlenholz ist wie im ersten Stück pechschwarz und hat im Querbruch muscheligen Bruch. In Pechkohle verwandeltes Holz scheint zur Augenbildung also besonders geeignet gewesen zu sein. Auch in diesem zweiten beschriebenen Stück läuft wie im ersten Stück die Ebene der Augen mit der Ebene der Schlechten in gleicher Richtung[2]).

In der Kohlenaufbereitung in Pensberg kann man Augenkohle wohl ständig sammeln. Ein vom Verfasser dort gesammeltes größeres Kohlenstück enthielt als Zwischenmittel eine helle Kalksteinbank. Über und unter der Kalksteinbank traten in der Kohle zahlreiche Augen auf, und zwar lag auch hier wieder die Ebene der Augen parallel zur Ebene der Schlechten. Zwischen Augen und Schlechten gibt es Übergänge. Solche Übergänge lassen sich schon in Handstücken beobachten. Die Kohlensammlung der Bergakademie Freiberg besitzt unter anderem Augenkohle von Häring in Tirol. Es ist dies eine tertiäre Kohle, die der Pechkohle von Pensberg in vielem entspricht. Ein ganz dichtes pechähnliches Stück dieser Augenkohle zeigt schöne große Augen und läßt nebenbei noch die Holzzellen erkennen. Ein anderes Stück Kohle von demselben Fundpunkt zeigt nur noch wenige, ganz vereinzelte, typische Augen, in großer Menge aber abgerissene, ganz unregelmäßige, kleine, ebene Flächen, die alle in derselben oder in zueinander parallelen Ebenen liegen, im auffallenden Licht gleichzeitig spiegeln, aber noch nicht ganz zu einheitlichen Ebenen, d. h. zu Schlechten, vereint sind.

---

[2]) Auffallend an dem beschriebenen Stück sind auch Einschlüsse von Muschelschalen in reiner Kohle, d. h. ohne begleitendes anorganisches Sedimentmaterial. Man findet solche Einschlüsse in der oberbayerischen Pechkohle häufig. Es ist dies ein Zeichen, daß die ehemaligen Waldmoorgebiete vorübergehend überflutet wurden, wobei sich die Schalen von im Wasser lebenden Muscheln zu Boden setzten. Sie wurden später von dem weiter wachsenden Waldmoor bedeckt. Auf dieses, sowie auf die eigenartige diskordante Faltung und auf sonstige eigenartige Verhältnisse der dortigen Kohlenflöze ist Verfasser in einem besonderen Aufsatze in der Z. f. p. G. näher eingegangen. („Über einige besondere geologische Erscheinungen in den oligocänen Pechkohlenflözen Oberbayerns". 1921.) Siehe auch K. A. Weithofer, Das Pechkohlengebiet des bayerischen Voralpenlandes. Denkschrift. München 1920.

Auf die vielen verfehlten und eigenartigen Versuche, die Entstehung der Augen zu erklären, sei hier nicht weiter eingegangen. Mit HOFMANN[3]) muß man die Entstehung der Augenkohle jedenfalls auf Druck zurückführen. Augen entstehen durch dieselben Kräfte wie Schlechten und Schieferungsflächen. Die Ebene der Augen steht daher immer parallel zu den gleichalten Schlechten und senkrecht zur Druckrichtung. Augen treten nach Erfahrung immer nur in spröden, homogenen Kohlen auf. Ihrer Entstehung nach sind jedenfalls Augen nichts anderes als eigenartige Trennungs- und Bruchflächen[4]).

---

10. Beiträge zur Geologie des Niederrheins.

VII. Nochmals zur Gliederung der Hauptterrasse.

Von Herrn A. QUAAS.

In seiner neueren Arbeit über Beobachtungen im Niederrheinischen Tertiär und Diluvium nimmt P. G. KRAUSE[1]) auch Stellung zu der zuerst von A. STEEGER[2]) angeschnittenen, dann von mir[3]) nach eigenen Beobachtungen weiter durchgeführten und allgemein für das Niederrheingebiet behandelten Frage einer möglichen Gliederung der Hauptterrassenablagerungen in zwei, durch eine Erosions-

---

[3]) Sitzungsberichte d. Böhm. Ges. d. Wiss., 1909, Bd. 17.

[4]) In der Zechsteinformation bei Eisleben treten Augenletten auf. Die Augen dieses Letten liegen in zueinander parallelen Ebenen, die senkrecht zur Schichtung verlaufen. Diese Augenletten müssen ähnlich wie die Augenkohlen entstanden sein. (Z. d. D. G. G., 1850, S. 173.)

[1]) P. G. KRAUSE, „Weitere Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des Niederrheins". II. Stück. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1917, Berlin 1918, S. 191—195.

[2]) A. STEEGER, a) „Der geologische Aufbau und die Entstehung des Hülserberges". Krefeld 1913, S. 21 ff.; b) „Beziehungen zwischen Terrassenbildung und Glazialdiluvium im nördlichen Niederrheinischen Tiefland". Abhandl. für naturw. Erforschung d. Niederrheins, Krefeld 1913, S. 145 ff.

[3]) A. QUAAS, „Zur Gliederung der Hauptterrasse". Beiträge zur Geologie des Niederrheins. III. Diese Ztschr., Bd. 68, Jahrg. 1916. Berlin 1916. Mtsber. Nr. 7, S. *138—154*.

zwischenzeit deutlich getrennte Aufschüttungsstufen. Er lehnt unsere, auf jederzeit örtlich nachprüfbare Felduntersuchungen aufgebaute Ansicht ab und sucht sie durch diejenige einer Gliederung der nach ihren Ausmaßen und Absätzen viel unbedeutenderen, wohl auch zeitlich kürzeren Mittelterrasse zu ersetzen: So zwar, daß er die von uns als jüngere Hauptterrassenabsätze aufgefaßten Bildungen als solche einer (= seiner) höheren, d. h. älteren Mittelterrassenstufe hinstellt. Dabei stützt sich P. G. KRAUSE auch in seiner neueren Arbeit in der Hauptsache auf Beobachtungsmaterial, das bereits 1911 Gegenstand genauerer vergleichsweiser Untersuchungen und fachlicher Kritik gewesen ist und schon damals nicht in dem von ihm gewünschten Sinne anerkannt werden konnte. — Seine neueren Beobachtungen am Hülserberg[4]), auf die er seine Theorie von der Mittelterrassengliederung mit stützen möchte, sind bereits durch die Untersuchungen von C. GAGEL[5]), der unsere Feststellungen bestätigt und sich damit auch als Anhänger der Anschauung, daß die fraglichen Absätze einer jüngeren Hauptterrassenaufschüttung zuzurechnen sind, bekennt, als auf Irrtum beruhend erkannt und deshalb auch in den von P. G. KRAUSE gezogenen stratigraphischen Schlußfolgerungen abgelehnt worden.

Zur Frage der Stellung der von P. G. KRAUSE einerseits, von STEEGER, GAGEL und mir anderseits verschiedenaltrig beurteilten Ablagerungen im Hülserberg wird sich A. STEEGER als Hauptangegriffener wohl ausführlicher noch äußern. Als feststehend kann jedoch schon jetzt angenommen werden, daß die Beweisführung KRAUSES in keiner Weise unsere Ansicht zu erschüttern vermögen wird.

Zur Dachsbergfrage, sowie zur Verallgemeinerung seiner Theorie für den ganzen Niederrhein, von der Ahrmündung abwärts bis Cleve, muß ich nachfolgend selbst Stellung nehmen: um so mehr, als P. G. KRAUSE meine Arbeit[6]), die sich mit ganz den gleichen Ablagerungen auf Grund eigener Beobachtungen und Untersuchungen beschäftigt, nur ganz nebenbei[7]) erwähnt. Er betrachtet also die zuerst

---

4) P. G. KRAUSE, a. a. O. S. 193 f.

5) C. GAGEL, „Über einen neuen Fundpunkt nordischer Grundmoräne im Niederrheinischen Terrassendiluvium und die Altersstellung dieser Grundmoräne". Diese Ztschr., Bd. 71, Jahrg. 1919. Berlin 1919. Mtsber. Nr. 1—4, S. *24—28*.

6) A. QUAAS, a. a. O. S. 144 ff.

7) P. G. KRAUSE, a. a. O. 1918, S. 194.

von G. STEINMANN ausgesprochene, dann von G. FLIEGEL und E. KAISER für gewisse Bildungen am Vorgebirge (besonders die sog. „Apollinaristerrasse" [=„Hochterrasse" STEINMANNS] bei Remagen) ausgesprochene Theorie, daß in diesen Bildungen ältere Mittelterrassenabsätze vorlägen, als erwiesen, meine sachlichen Einwände dagegen anscheinend als überhaupt nicht erörterbar. Er nimmt also erst zu Beweisendes als schon erwiesen und als Grundlage für seine eigene Mittelterrassentheorie an. Dagegen muß Einspruch erhoben werden.

1. Zunächst zur Dachsbergfrage!

Schon 1908 hatte P. G. KRAUSE[8]) in dem Kiesgrubenaufschluß am Nordwesthang des Dachsbergs (Blatt Mörs) auf ungestört lagernden hellen Sanden und Kiesen typische Grundmoräne beobachtet, die ihrerseits wieder überdeckt wird durch eisenschüssige Kiese deutlicher (horizontaler) Schichtung. KRAUSE faßte die hellen, im Gegensatz zu den stark gestauchten, zweifellosen Hauptterrassenschottern im Kern des Dachsbergs völlig ungestörten Sande und Kiese im Liegenden des glazialen Blocklehms bereits damals (1908/09) als Mittelterrassenablagerung auf, die Aufrichtung der ursprünglich auch schwebend abgesetzten Hauptterrassenkiese im Bergkern fast bis zur Seigerstellung als ein „Ereignis, das sich demnach bereits vor der Ablagerung dieser Mittelterrasse abgespielt haben muß." Über die die hellen Schotter bedeckende Grundmoräne und über die eisenschüssigen Kiese in deren Hangendem äußerte sich P. G. KRAUSE damals nicht. Sie wurden Gegenstand eingehender Erörterung gelegentlich einer dienstlichen Bereisung des Niederrheinischen Aufnahmegebiets der Preuß. Geologischen Landesanstalt durch die dort arbeitenden Geologen unter Leitung der Abteilungsdirigenten (Juni 1911). Die Altersfrage der liegenden hellen Kiese und Sande mußte damals offen gelassen werden, da sich Übereinstimmung der Ansichten darüber nicht erzielen ließ. Doch blieb P. G. KRAUSE mit seiner Auffassung vom Mittelterrassenalter dieser Absätze — meines Erinnerns — allein. Die eisenschüssigen hangenden Kiese wurden als „eingeebnet" bezeichnet. Sie sollten also wohl durch das Zusammenwirken

---

[8]) P. G. KRAUSE, „Über einen fossilführenden Horizont im Hauptterrassendiluvium des Niederrheins". Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1909, Bd. XXX, II., Berlin 1909, S. 100 f.

von Glazial- und Fließwässern entstanden sein. Wahrscheinlich mit unter dem Einfluß dieser Klärungen hält P. G. KRAUSE[9]) in seinen neu veröffentlichten weiteren Diluvialstudien nicht mehr ausdrücklich am Mittelterrassenalter jener hellen Sande und Kiese fest. Er läßt dort auch verschiedene Bildungsweisen offen. Sie müssen, seien es nun glaziale Verschüttungssande oder echte südliche Terrassensande, älter sein als die Niederterrasse, die ja in sie erst eingeschnitten ist (Erosionsrand), aber jünger als die gestauchte Hauptterrasse, an die sie sich ungestört anlegen. — Genauer beschreibt er dort auch die inzwischen sicher als Grundmoräne erkannten, sie überlagernden Block- oder Geschiebelehme. Die darüber folgenden „3—4 m braungelben geschichteten kiesigen Sande und Kiese" werden als solche nur erwähnt, nicht gedeutet.

Bei meinem späteren Besuch des Aufschlusses in der Osterwoche 1914 wurde mir auf Grund der unmittelbar vorher vorgenommenen Bereisung und vergleichsweisen Untersuchung weiter Gebiete des Niederrheins — vom Nordabfall des Schiefergebirgs bis über Cleve—Nijmegen, nach Holland hinein — klar, daß in den „hellen Kiesen und Sanden am Dachsberg altdiluviale Schichten vorliegen: Älteste Schotter oder die diesen so auffallend ähnlichen, weil hauptsächlich durch Aufarbeitung und Umlagerung aus ihnen hervorgegangenen Grundschichten der Hauptterrasse. Es fehlten in ihnen nach meinen damaligen und früheren Aufzeichnungen die für die Mittelterrassenablagerungen bezeichnenden, leichter verwitterbaren Sand- und Schiefergesteine, sowie relativ frischerhaltene Reste von Eruptivgesteinen, wie sie den niederrheinischen Schottern des jüngeren Diluviums eigen sind. Dafür überwiegt der für die altdiluvialen Rhein—Maasablagerungen bezeichnende Gehalt an nur schwer verwitterbaren Gesteinen, in erster Linie also an Quarz- und Silikatgesteinen. Unzweifelhafte Kieseloolithe und deren typische Begleitsteine wurden von mir allerdings nicht gefunden. Doch war die Besuchszeit so knapp bemessen, daß eigens danach nicht lange gesucht werden konnte.

Für den Kenner genüge das, wenn natürlich auch reichlich subjektive Gefühlsargument: Der ganze Schotterhabitus erscheint mir durchaus altdiluvial. Das wird auch der

---

[9]) P. G. KRAUSE, „Einige Beobachtungen im Tertiär und Diluvium des westlichen Niederrheingebietes". Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911, Bd. XXXII, II, Berlin, 1912, S. 154 f.

weniger Spezialkundige bestätigen müssen, wenn er vergleichsweise die weiter östlich, wie westlich, meist nur noch isoliert auftretenden typischen Mittelterrassenaufschüttungen näher betrachtet und untersucht. Er wird unschwer den anders schattierten Farbenton der in beiden Fällen im ganzen grauen Sande erkennen, auch in der Art der Verteilung der sandigen Beimengungen zwischen beiden Bildungen deutliche Unterschiede erkennen: sandige Kiesdurchsetzung in der Mittelterrasse, Sande und Kiese im Wechsel im Dachsbergaufschluß. Hier ein reines, helles Grau; dort ein mehr Schmutziggrau. Genauere Gesteinsuntersuchungen dürften namentlich auch neben dem stark unterschiedlichen Quarzgehalt solchen an Eisen, sowie in den tieferen Mittelterrassenkiesen schwachen Kalkgehalt nachweisen, der auch den tieferen Schichten des Dachsbergaufschlusses fehlen wird und muß.

Zu ganz übereinstimmendem Untersuchungsergebnis gelangt unabhängig von mir C. GAGEL[10]), wenn er schreibt: „Diese Moräne wird von g a n z h e l l e n, unzersetzten Kiesen unterlagert, die meines Erachtens wegen ihrer Beschaffenheit und Höhenlage am ungezwungensten als ältestes Diluvium, als Deckenschotter[11]), angesprochen werden können“.

Wir hätten dann hier, wie in der „G e m e i n d e g r u b e N e u w e r k“[12]) die Erscheinung, daß die Wässer der Erosionsperiode zwischen älterer und jüngerer Stufe der Hauptterrasse auf der abgesunkenen Scholle die älteren Schotter bis zu deren Basalschichten hinab, bzw. völlig weggeführt haben, ehe es hier zur Ablagerung der Grundmoräne, dort der jüngeren Schotter kam.

Ob Ältestes Diluvium oder ob die Basalschichten der Hauptterrasse in diesen hellen Sanden und Kiesen vorliegen, muß unentschieden bleiben, bis tiefergehende Aufschlüsse einmal das Liegende erschließen. Die annähernd horizontale Schichtung und der Gesamthabitus der Ablagerung scheinen mir eher für ältestes Hauptterrassenmaterial, als für Älteste-Schotter zu sprechen. J e d e n f a l l s s i n d e s — e n t-

---

[10]) C. GAGEL, a. a. O. S. 22.

[11]) Der Begriff „D e c k e n s c h o t t e r“ für die „Ä l t e s t e n - S c h o t t e r“ möchte, weil irreführend, da diese Bildungen am Niederrhein nirgends deckenbildend, sondern nur unterlagernd auftreten, in Zukunft besser vermieden werden.

[12]) A. QUAAS, a. a. O. 1916, S. 143 und Abbildung auf Seite 142.

gegen P. G. KRAUSE — keinesfalls Mittelterrassenabsätze.

Als einziges scheinbar stichhaltiges Beweisstück für seine Theorie kann ja P. G. KRAUSE, der gerade über die für die Altersbeurteilung so wichtige Gesteinszusammensetzung sich nirgends näher ausspricht, nur die relativ geringe Höhenlage dieser Dachsbergschotter gegenüber der gewöhnlichen Höhenlage der Hauptterrassenoberfläche anführen. — Allerdings gibt diese zunächst für die Altersbeurteilung der Ablagerung zu denken. Aber seitdem bekannt ist, daß gerade die Hauptterrassenzeit auch am Niederrhein eine Periode lebhafter Krustenbewegungen gewesen ist, dürfte es nicht zu gewagt erscheinen, für diese unterschiedliche Höhenlagen gleichaltriger Schotter Gebirgsstörungen verantwortlich zu machen, also die dem Kern des Dachsbergs westlich angelagerten Schichten als auf einer am Kern abgesunkenen Scholle liegend aufzufassen.

In Wirklichkeit treten die hellen Sande und Kiese dort ja auch nicht in gleicher Höhe wie die Mittelterrassenoberfläche auf, sondern eher etwas tiefer. Ich notierte als Oberflächenlage der hellen Schotter ungefähr 25 über NN., während die Mittelterrasse in Breite des Dachsbergs in durchschnittlich 35 m Höhe liegt[13]). Sie würden sogar noch unter dem Oberflächenniveau der Niederterrasse liegen, wenn man mit A. STEEGER[14]) als deren Höhe etwa 28 (= 27,9 m) in Breite des Dachsbergs annimmt.

Treten diese — nach P. G. KRAUSES[15]) Ansicht — jüngeren Mittelterrassenaufschüttungen, die aus den bis auf isolierte Reste von den Wässern der Erosionszeit zwischen beiden Stufen der Mittelterrasse wieder aufgearbeiteten und umgelagerten älteren Ablagerungen dieser Talbildungsperiode aufgebaut sein sollen, schon in heute höherer Lage, als seine „hellen Sande und Kiese“ im Kiesgrubenaufschluß der Südwestecke des Drachenbergs auf, so können sie nicht gut sogar Absätze der von ihm angenommenen älteren und damit höher gelegenen Mittelterrassenschotter sein.

---

[13]) Vgl. auch C. GAGEL, a. a. O. S. 22. — A. STEEGER („Beziehungen usw.“ 1913, S. 41) kommt zu etwas höherer Lage, wenn er die „ansteigende Terrassenfläche die 40-m-Linie übersteigen“ läßt.

[14]) A. STEEGER, „Beziehungen usw.“ 1913, S. 147.

[15]) P. G. KRAUSE, a. a. O. 1918, S. 194 f.

Gegen diese Beweisführung wird auch P. G. Krause nichts Tatsächliches einwenden können; er müßte denn auch zu nachträglichen Senkungsvorgängen für die Erklärung dieser sonst nicht verständlichen Höhenlagenunstimmigkeit seine Zuflucht nehmen. Damit würde aber für seine Theorie nichts gewonnen sein: die Höhenlagenfrage müßte vielmehr als nicht beweisend aus der ganzen Beweisführung von vornherein ausscheiden!

Völlige Übereinstimmung zwischen Krause und uns besteht in der Auffassung der „bis meterdicken Bank eines grünlich-grauen, ungeschichteten, sandigen Lehmes mit Steinen" (= Blocklehm) als ausgesprochener Grundmoräne.

Nur über deren Alter müßten die beiderseitigen Anschauungen (vgl. weiter unten) erheblich abweichen.

Ebensoweit gehen diese auseinander in der Deutung der hangenden „3—4 m braungelben geschichteten kiesigen Sande und Kiese" des Dachsbergaufschlusses.

C. Gagel[16]) beschreibt diese „ganz ungestört horizontal" liegenden Absätze noch etwas genauer als „sehr grobe, horizontal geschichtete, aber tiefbraun eisenschüssig verwitterte Kiese und Schotter". Er hebt also das sie Bezeichnende — die durch hohen Eisengehalt und durch Verlehmung bedingte tiefbraune Farbe — deutlich hervor. — Ergänzt werden muß diese Gesteinsbeschreibung noch durch die Angabe der Schotterzusammensetzung. Diese deckt sich völlig mit derjenigen, die A. Steeger[17]) für seine jüngeren Hauptterrassenkiese am Hülserberg, ich für die gleichaltrigen Bildungen im Viersener Horst in der Gemeindegrube Neuwerk, südlich Viersen, wie in den weiteren Aufschlüssen zwischen Viersen und Süchteln und bei Hagenbroich (= Aretz) als bezeichnend für diese Stufe angeben. Es fehlen also in ihnen die den jüngeren diluvialen Rheinablagerungen eigenen leichter zersetzbaren Silikate, Sand- und Schiefergesteine, ziemlich frisch erhaltene Eruptiva aus dem Schiefergebirge usw.

Schon diese Gesteinsunterschiede, mehr aber noch die ganz abweichende Färbung hätten P. G. Krause bestimmen sollen, vorsichtiger zu sein mit der Altersgleichstellung dieser Schotter mit Mittelterrassenbildungen, für welche die Grau-

---

16) C. Gagel, a. a. O. 1919, S. 22.
17) A. Steeger, a. a. O. 1913, S. 145.

färbung doch ganz allgemein als bezeichnend er- und anerkannt worden ist. — Freilich vermag er sich mit seiner versuchten Altersbestimmung dieser eisenschüssigen Kiese auf die Autorschaft von STEINMANN, FLIEGEL und KAISER scheinbar zu berufen: wenn er nämlich deren sogen. „höhere Mittelterrasse“, besonders die „Apollinarisstufe“ bei Remagen, eben als solcher erwiesen erachtet, sie also als sichere Grundlage für seine Feststellungen und Ableitungen annimmt. Dazu ist er aber zurzeit keineswegs berechtigt: er mußte denn klipp und klar, mit eigenen Beobachtungstatsachen, die mich zu überzeugen vermöchten, meine in der „Gliederung der Hauptterrasse“[18]) gegen diese Anschauung angeführten Gründe und Beobachtungen entkräften oder gar widerlegen. Bis dahin bleibe ich auch bezüglich der „Apollinarisstufe“ usw. bei meiner Auffassung, daß sie, gleich den braunen Schottern im Hülser- wie im Dachsberge, jüngere Hauptterrassenaufschüttungen darstellten.

Daß sie nach Farbe, Höhenlage und Gesteinszusammensetzung ebensogut von den unterlagernden älteren Hauptterrassen-, wie von nächstbenachbarten, ausgesprochenen Mittelterrassenablagerungen sich unterscheiden lassen, ist ziemlich leicht zu erkennen, wenn man vom Hülserberg aus die nur wenige Kilometer entfernten, von mir näher untersuchten und beschriebenen Aufschlüsse im Viersener Horst — vor allem die Gemeindegrube Neuwerk bei München-Gladbach — aufsucht.

Hier würde KRAUSE auch möglich gewesen sein, einen, wenn auch nur geringmächtigen Sprung zwischen Horstkern und davon östlich abgesunkener Scholle, auf der die jüngere Hauptterrassenstufe abgesetzt ist, unmittelbar in der Natur zu beobachten, also hier als durch den Augenschein erwiesen zu finden, was ich für den Westabfall des Dachsbergs als wahrscheinlich zur Erklärung der relativ tiefen Lage der dortigen jüngeren Hauptterrassenabsätze annehme.

Ich bin mir wohl bewußt, daß diese Annahme einer bisher nicht nachgewiesenen Störung den schwächsten und daher angreifbaren Punkt meiner Beweisführung bildet.

Er wird es auch bleiben, solange nicht durch mögliche direkte Beobachtungen nachzuweisen ist, ob die Schichten

---

[18]) A. QUAAS, a. a. O. 1916, S. 144 ff.

in Höhenlage der „hellen (unteren) Sande und Kiese“ des Westabfalles ohne Unterbrechung in diejenigen des Bergkernes fortsetzen oder ob — wie ich vermute — an der Grenze zwischen Kern und westlich vorgelagerter Fläche eine Schichtenunterbrechung derart stattfindet, daß die Anlagerungsfläche gegen den Kern abgesunken erscheint, hier also in gleicher Höhenlage relativ jüngere Schichten als dort auftreten. —

Ein Wort noch zur „ganz ungestörten horizontalen“ Lagerung dieser unteren hellen Schotter gegenüber der starken Aufstauchung der von mir als ungefähr gleichaltrig angesprochenen Hauptterrassenschichten im Kern des Dachsbergs. Sie darf nicht auffallen, nachdem auch anderwärts — so besonders im Hülserberg — nachzuweisen war, daß die durch den seitlichen Eisdruck bewirkte Faltung, Pressung und Stauchung der ursprünglich auch dort horizontal abgelagerten Hauptterrassenbildungen in dem großen Niederrheinischen „End- oder Staumoränenbogen“ keine größere Tiefenerstreckung zeigt. So erscheinen auch im Hülserberg die „Ältesten-Schotter“ mit ihrer schönen Kreuz- und Diagonalschichtung völlig ungestört gelagert. Die Druckwirkungen bleiben also hier auf die (oberen?) älteren Hauptterrassenschichten beschränkt[19]).

Die hellen Schotter in der Kiesgrube des Dachsbergs werden also voraussichtlich solche vom Eisdruck, der die Kernschichten aufrichtete und -preßte, verschont, also in ihrer Lagerung ungestört gebliebene tiefere Hauptterrassen- oder „Älteste-Schotter“ darstellen.

Erinnert sei in diesem Zusammenhang noch daran, daß nach heute wohl allgemeiner Annahme der ganze Vorgang der tiefgreifenden Auflösung der weiter südlich einheitlichen Hauptterrassenoberfläche in zahlreiche Einzelflächen und Tafelberge — etwa von der Breite von Krefeld ab — vorwiegend auf Bodenbewegungen, d. h. Ab- und Einsinken von Schollen längs stehengebliebenen Horsten, zurückzuführen ist. Liegt da die Annahme eines Dachsbergsprungs zur Erklärung der von der Umgebung abweichenden (geringeren) Höhe der dortigen jüngeren Hauptterrassenoberfläche nicht recht nahe?

---

19) Vgl. dazu A. STEEGER, „Beziehungen usw.“ 1913, Seite 154 f.; auch Abbildung IV und Erläuterung dazu.

Für das angenommene Alter dieser Ablagerung spricht auch noch die Eisenschüssigkeit der Schotter aus einem allgemeinen Grund, auf den C. GAGEL[20]) m. E. mit Recht und treffend hinweist. Er bringt die „sehr auffallende Eigentümlichkeit" der Hauptterrasse, der „durchgehend sehr intensiven, eisenschüssigen und zum Teil lehmigen Verwitterung und Zersetzung (Ferretisierung) ihrer sehr grobkörnigen Sedimente", in Beziehung zu ganz gleichartigen Erscheinungen, die im norddeutschen Flachland als Erhaltungszustand bezeichnend sind für die Bildungen des älteren („Unteren") norddeutschen Diluviums, insonderheit für die dortigen intensiven Verwitterungserscheinungen der Interglazialzeit.

Diese Ferretisierung scheint also ein Charakteristikum und damit Kriterium für die altdiluviale Zeit zu sein.

Auch danach müßten die nach P. G. KRAUSE jungdiluvialen (=Mittelterrassenschotter) braunen Schotter am Dachsberg, am Hülserberg usw. noch zum Altdiluvium zu stellen, also mit uns den Ablagerungen der jüngeren Hauptterrassenstufe zuzurechnen sein.

Mit gleichem Recht betont dort C. GAGEL auch in Bezugnahme auf die Dachsbergverhältnisse, daß diese so bezeichnende starke „eisenschüssig-lehmige Zersetzung und Verwitterung" — seines Erachtens — „ein wertvolles Kriterium zur Deutung auch solcher zweifelhafter Terrassenablagerungen abgeben dürfte, die ihrer Höhenlage nach nicht ohne weiteres in die Hauptterrasse passten und über deren Alter daher vielfach Meinungsverschiedenheiten bestehen."

Einige allgemeine Bemerkungen sind noch nötig zur

2. Frage der Mittelterrassengliederung

überhaupt.

Es liegt mir fern, eine solche Gliederungsmöglichkeit an sich ableugnen zu wollen.

Ich wehre mich nur gegen die Art, wie diese Gliederung bis jetzt durchzuführen versucht worden ist und lehne deshalb die mir bisher bekannt gewordenen Gliederungsvorschläge ab, da sie mich nicht überzeugen können.

---

[20]) C. GAGEL, a. a. O. 1919, S. 25 f.

Wo Stufengliederungen bislang nachgewiesen werden konnten, haben wir das Bild: in eine nach Flächen- wie Rauminhalt mächtigere und verbreitetere ältere (= höhere) Stufe scheiden sich die Wasser einer Erosionszwischenzeit mit schmalerem Lauf ein. Nach darin erfolgter Aufschüttung jüngerer Schotter wird dieser Lauf während erneuter Erosion, die zur nächstjüngeren Terrasse der Terrassengruppe überleitet, größtenteils trocken gelegt. Es hat sich eine jüngere Schotterstufe herausgebildet. Diese erscheint also, meist längs scharf ausgeprägtem Terrassensteilrand, deutlich eingesenkt in die ältere, höhere Terrassenstufe, die den Hauptabsatz der ganzen Aufschüttungsperiode darstellt. Ihr Außenrand bezeichnet die höchste und damit älteste, zugleich die vom jeweiligen mittleren Stromstrich im allgemeinen entfernteste Ablagerung der Gesamtterrassenzeit. Ein solches Bild bieten die Ströme besonders in ihren Engtälern — so der Rhein, die Maas usw. Für die Rur (= Roer) habe ich dieses Schema bis ins einzelne verfolgen und entsprechend darlegen können[21]). — Auch bei ihrem Eintritt in die große Niederrhein—Maasebene verändert sich dieses Bild m. E. nicht. Ich finde es jedenfalls bestätigt für die Niederterrasse, wie für die Alluvialterrassen des Rheins und verweise auf meine bezüglichen Ausführungen zu diesen Fragen[22]) um mich hier nicht ohne zwingende Gründe zu wiederholen.

Für die Mittelterrasse sind mir am Niederrhein höhere Stufenbildungen dieser Art noch nicht bekannt geworden.

Für die Hauptterrasse erkenne ich mit A. Steeger das gleiche Bild, wie für die Nieder- und die Alluvialterrassengruppe.

Warum sollen da ausgerechnet während der Mittelterrassenzeit andersgeartete Vorgänge sich abgespielt haben? Und weshalb sollen damals, wie P. G. Krause und vor ihm schon Steinmann, Fliegel und Kaiser theoretisch annahmen, auf einmal die höheren und damit älteren Stufen-

---

[21]) A. Quaas, „Das Rurtal“. Ein Beitrag zur Geomorphologie der Nordeifel. Verhandlgn. d. Naturhistor. Ver. d. Rhlde. usw. 72. Jahrg. II, 1915. Bonn 1917. S. 182—307.

[22]) A. Quaas, a) Aufnahmebericht 1911. Jahrb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1911. Bd. XXXII. Berlin 1912. S. 406—410.

b) Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Neuß und Hilden. Jahrb. d. Preuß. Geolog. Landesanst. f. 1912. Bd. XXXIII, II. Berlin 1914. S. 460—462.

c) Erläuterungen z. Blatt Neuß, Lief. 209. Berlin 1917. Seite 7—10.

absätze bis auf Reste von Wässern einer Erosionszeit, die als solche einer Zwischenperiode zwischen zwei Unterstufen voraussichtlich weniger nach Tiefe wie Breite gewirkt haben werden, als diejenigen einer Haupterosionszeit, zwischen zwei selbständigen, stratigraphisch unterscheidbaren Aufschüttungsterrassen gelegen haben? Zudem waren erfahrungsgemäß diese Wässer einer nächstjüngeren Eintiefungsperiode in jeweils schmaleres Strombett zusammengedrängt, konnten also, wie ich mir wenigstens den Vorgang nur vorzustellen vermag, höchstens verstärkt in die Tiefe wirken, also innerhalb der jeweiligen Stromgrenzen und Überschwemmungsgebiete auch nur nachfolgend intensiver Schotter absetzen.

Auch wissen wir heute, daß vom Altdiluvium nach der Jetztzeit zu die Wasserkräfte periodisch abgenommen haben müssen, da die Absatzmächtigkeiten in ständig sich verengenden Strombetten in gleichem Maß sich verringern.

Wie soll da der Rhein der Erosions(zwischen)zeit zwischen angenommener älterer (= höherer im Vergleich zur heutigen breiten [tieferen?] Mittelterrassenoberfläche) und jüngerer Aufschüttungsstufe so gewaltig ausgeräumt, aufgearbeitet und umgelagert haben, wie das P. G. Krause[23]) allgemein und für die Gegend des Dachsbergs, bzw. in Breite von Krefeld und weiter nördlich im besonderen annimmt und glaubhaft zu machen sucht?

Auch aus diesen, zunächst rein theoretisch abgeleiteten Gründen vermag ich mich zu der von P. G. Krause in Weiterausführung der von Steinmann zuerst ausgesprochenen Art der Mittelterrassengliederung nicht zu bekehren, bleibe also bei der von A. Steeger und mir so erkannten Zugehörigkeit und bei der Zurechnung der fraglichen höheren Mittelterrassenabsätze nach P. G. Krause usw. zur Hauptterrasse: als Aufschüttungen einer jüngeren Stufe dieser Hauptperiode in der Geschichte der Niederrheinischen diluvialen Talbildung. —

Die Theorie der Mittelterrassengliederung nach P. G. Krause erstreckt sich in ihren notwendigen Folgerungen auch auf die eng mit ihr verknüpften Fragen nach der

3. Alterseingliederung der Niederrheinischen Glazialbildungen

in das aufgestellte und bisher im ganzen allgemein anerkannte Diluvialschema.

[23]) P. G. Krause, a. a. O. 1918, S. 191—195.

Seitdem die seinerzeit von G. FLIEGEL[24] aufgestellte Theorie endgültig als widerlegt angesehen werden kann, nach der die Niederrheinische Haupteiszeit (= Glazial II Norddeutschlands) ungefähr mit der Mittelterrassenzeit zusammenzufallen bzw. gleichzustellen sein soll, darf mit A. STEEGER[25]) nach dessen wohl durchdachten Ausführungen heute als er- und bewiesen gelten, daß die Haupteiszeit in die Talbildungsperiode der Hauptterrassenablagerung fällt. Von untergeordneter Bedeutung ist hierbei und speziell für die nachfolgenden Feststellungen, ob wir mit A. STEEGER[26]) für das Gebiet etwa zwischen Cleve—Krefeld eine nur einmalige Vergletscherung mit einfacher Oszillation zu dieser Hauptterrassenzeit annehmen oder nicht und ob wir sie mit ihm „in die Zeit zwischen der Erosion der älteren und der Aufschüttung der jüngeren Stufe der Hauptterrasse" verlegen oder etwas abweichende Auffassung von dieser Ansicht haben[27]).

Zu gleicher Anschauung, wie A. STEEGER, kommt neuerdings auch C. GAGEL[28]) in seiner bereits mehrerwähnten Arbeit, wenn er schreibt: „Wir kommen also aus allen diesen Erwägungen zu dem übereinstimmenden Schluß, daß die Moränen bei deren Ablagerung diese Hauptterrassenschotter (= gemeint sind die älteren. D. V.) des Niederrheingebiets so stark gestört und aufgestaucht sind, sich im unmittelbaren Anschluß bzw. z. T. noch während der Ablagerung der Hauptterrasse selbst gebildet haben, daß Hauptterrasse und vorletzte (Haupt-)Eiszeit zeitlich äquivalent sind". —

Mit A. STEEGER und C. GAGEL fasse auch ich die sichere Grundmoräne zwischen unterlagernden (altdiluvialen) hellen Kiesen und überlagernden braunen, eisenschüssigen groben Schottern in der Kiesgrube der Nordwestecke des Dachsbergs als eine ältere Glazialbildung, als die Grundmoränen am Hülserberg, Dachsberg (= Südseite) usw. auf und

---

[24]) G. FLIEGEL, „Rheindiluvium und Inlandeis". Verhandlgn. d. Naturhist. Ver. d. Rhlde. 66. Jahrg. Bonn 1909. S. 339 u. i. e. A.; vgl. dazu auch A. STEEGER, „Beziehungen usw." 1913, S. 155 f.

[25]) A. STEEGER, a. a. O., S. 155 ff.; auch A. QUAAS, Zur Gliederung usw., 1916, S. 150 ff.

[26]) A. STEEGER, a. a. O. S. 155 ff.

[27]) A. QUAAS, a. a. O. 1916, S. 151.

[28]) C. GAGEL, a. a. O. 1919, S. 25.

setze sie mit C. GAGEL[29]) ungefähr in den allerersten Anfang der Hauptterrassenzeit, als das Eis gerade bis hierher vorgestoßen war und durch seine Stauwirkung die Hauptterrassenablagerung zu veranlassen begann. Allgemein schreibt A. STEEGER[30]) zu dieser Frage: „Die Grundmoräne am Dachsberg ist dann natürlich älter als die jüngere Hauptterrasse".

Anders P. G. KRAUSE[31]). Durch seine Theorie, daß unsere jüngeren Hauptterrassenaufschüttungen am Hülser- wie am Dachsberg usw. ältere Mittelterrassenbildungen darstellen sollen, wird er gezwungen, wenn auch auf anderem Wege, zu der FLIEGELschen Anschauung vom Mittelterrassenalter der Haupteiszeit zurückzukommen. Die einzelnen Begründungsversuche dieser Ansicht lese man bei P. G. KRAUSE[32]) selbst nach. Sie fallen natürlich mit der Theorie selbst! Wir können so der Zukunft ruhig überlassen, sich mit ihnen sachlich abzufinden.

Zu welchen selbstbereiteten Schwierigkeiten P. G. KRAUSE mit seiner Theorie und der darauf begründeten Eingliederung der Glazialzeiten und -bildungen in unser Diluvialschema kommt, darauf weist schon C. GAGEL[33]) treffend hin. —

Es erübrigt sich zu diesen aufgeworfenen Glazialfragen nur noch eine Anfrage an P. G. KRAUSE, wo denn nach seiner Ansicht zeitlich die Rheinabsatzäquivalente für die letzte (jüngste) nordische Eiszeit stecken sollen? In der Niederterrasse? Die soll ja aber nach seiner, schon anderorts angedeuteten und in seiner letzten Arbeit (1918)[34]) direkt ausgesprochenen Auffassung vom nachdiluvialen bzw. altalluvialen Alter derjenigen Rheinabsätze, die bisher nach dem Vorgang von G. FLIEGEL[35]) ziemlich allgemein als jüngste Diluvialablagerungen angesehen, sogar in diesem Sinne seinerzeit als Grundlage für den Aufbau der jetzigen Diluvialgliederung mitbenutzt wurden, nicht mehr zum Diluvium gehören. Soll dann folgerichtig auch die mit der Niederterrasse altersgleich zu setzende eiszeitliche Parallel-

29) C. GAGEL, a. a. O. 1919, S. 25.
30) A. STEEGER, a. a. O. 1913, S. 147.
31) P. G. KRAUSE, a. a. O. 1918, S. 154 f.
32) P. G. KRAUSE, a. a. O. 1918, S. 194 f.
33) C. GAGEL, a. a. O. 1919, S. 24 f.
34) P. G. KRAUSE, a. a. O. 1918, S. 195.
35) G. FLIEGEL, „Rheindiluvium und Inlandeis", a. a. O. 1909, S. 329.

bildung (= jüngstes Glazial) altalluvial sein? So umstürzlerisch wird wohl P. G. KRAUSE selbst nicht vorgehen wollen! Wenn nicht, wie soll sich dann die letzte Eiszeit in die Diluvialgliederung einfügen? Oder sollen für sie bei ihrer anerkannt recht geringen Flächenverbreitung und Längserstreckung im Verhältnis zur Haupteiszeit zeitliche Fließwasserabsätze am Niederrhein überhaupt nicht vorhanden sein?

Ligneuville, Silvester 1920.

---

11. Eine tertiäre Vergletscherung Alaskas und die Polwanderung.

Von Herrn STEPHAN RICHARZ.

Chicago, den 26. Mai 1922

Angeregt durch das Studium von WEGENERS „Entstehung der Kontinente und Ozeane“[1]), besonders des 5. Kapitels, Polwanderungen, begann ich die Literatur über Alaskas Geologie der jüngsten Vergangenheit zu durchforschen und kam dabei auf einige Tatsachen, die in weiten Kreisen der Geologen noch unbekannt zu sein scheinen und die für Polwanderungsfragen von ausschlaggebender Bedeutung sein können. Sie sollen hier im Zusammenhang mit schon bekannten Beobachtungen, die nach derselben Richtung weisen, besprochen werden.

WEGENER steht im erwähnten Kapitel seiner Arbeit, soweit die tatsächliche Grundlage in Frage kommt, ganz auf demselben Standpunkt wie KREICHGAUER[2]), „dessen

---

[1]) ALFRED WEGENER, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig 1920, 2. Aufl.

[2]) DAMIAN KREICHGAUER, Die Äquatorfrage in der Geologie. Missionsdruckerei Steyl bei Kaldenkirchen, 1902. Die leitenden Gedanken seines Werkes veröffentlichte KREICHGAUER im 46. Bande von Natur und Offenbarung, Münster-Aschendorff 1900, S. 26 u. 68 ff. unter dem Titel: Wasser und Land. 1901 sprach REIBISCH in bezug auf die Polwanderung ähnliche Gedanken aus: REIBISCH, Ein Gestaltungsprinzip der Erde, 27. Jahresbericht des Vereins für Erdkunde zu Dresden, 1901.

ungewöhnlich klare Gedankengänge die Fachgeologen nur wenig beachtet haben". (S. 97) Nach Kreichgauer hat die Vereisung Nordamerikas im Nordwesten begonnen und zwar schon im Tertiär, weil damals diese Gebiete bedeutend näher dem Nordpol lagen als heute, während der Osten zur selben Zeit viel weiter von ihm entfernt war als jetzt. Was sagt die geologische Erforschung Alaskas zu dieser Annahme?

Für das Alttertiär eine Vergletscherung Alaskas anzunehmen wird kaum möglich sein. Über das ganze Gebiet zerstreut findet man Lignite und Braunkohlen, der Kenaiformation angehörig, welche sicher alttertiär ist. Eine Zusammenstellung der in diesen Ablagerungen von verschiedenen Fundorten bekannt gewordenen Pflanzenreste gibt Knowlton[3]). Es sind unter anderen die Genera: *Abies, Acer, Alnus, Betula, Ficus, Magnolia, Platanus, Quercus, Sequoia, Vitis.* Diese Flora setzt unbedingt ein milderes Klima voraus und läßt keinen Raum für eine alttertiäre Vergletscherung.

Anders ist es im Miocän. Dall[4]) beschreibt (S. 251) marine Fossilien dieser Periode aus Alaska, die dem Miocän von Astoria (Oregon) und von Mittel- und Südcalifornien entsprechen. Sie beweisen ein viel kälteres Klima, als im Alttertiär in denselben Gebieten herrschte. Diese Tatsache, verglichen mit dem Miocän von Grinnelland, Nordgrönland und Spitzbergen, deren Flora ein gemäßigt warmes Klima für diese hoch im Norden gelegenen Gegenden verlangt, war immer ein Rätsel für die Geologen, das sich jedoch durch Annahme einer Polverschiebung sehr einfach löst: Alaska lag damals dem Nordpol bedeutend näher als die übrigen genannten Länder. Damit stimmt dann gut überein das kältere Klima im Miocän bis hinunter nach Californien und jenseits des pazifischen Ozeans in Japan.

Noch merkwürdiger sind andere Feststellungen Dalls[5]). Die pliocäne marine Fauna von Californien, Oregon und Yakutat Bay in Alaska weist auf noch kälteres Wasser hin und hat borealen Charakter bis in die Shoalwater Bay in Washington

---

[3]) F. H. Knowlton, A catalogue of the Mesozoic and Cenozoic plants of North America. U. S. Geological Survey, Bulletin 696 (1919), S. 786—789.

[4]) W. H. Dall, Neocene. U. S. Geol. Survey, Bull. 84 (1892).

(S. 259 und 271), während es im Pleistocän wieder wärmer war (S. 266). Die Verbesserung des Klimas konnte schon im Pliocän begonnen haben, da DALL[5]) aus der marinen Fauna am Norton Sound (Alaska) auf ein gemäßigteres Klima schließt. Doch stellen andere diese Ablagerungen, die DALL nach ihrer Fauna für pliocän hält, aus stratigraphischen Gründen ins Pleistocän. Jedenfalls steht soviel fest, daß auf ein wärmeres Klima im Alttertiär ein kälteres im Miocän folgte, das dann im jüngsten Tertiär oder im ältesten Pleistocän wieder gemäßigter wurde. Das aber stimmt ausgezeichnet mit der hypothetischen Lage des Nordpoles in der Nähe von Alaska während des mittleren Tertiärs und seiner größeren Entfernung am Ende des Tertiärs und im Quartär, als der Pol nach KREICHGAUER sich der Südspitze Grönlands näherte, bzw. sie schon erreicht hatte, und der Osten Amerikas stark vergletschert war.

In voller Übereinstimmung mit diesen biologischen Argumenten für die Pollage steht die Entdeckung von zweifellos glazialen Ablagerungen durch CAPPS, die sicher bedeutend älter sind als die noch frischen Überreste einer Vergletscherung, die später von den Hochgebirgen Alaskas ausging. CAPPS[6]) studierte das Gebiet des oberen White River, der gespeist wird vom Russell-Gletscher (nördlich vom St. Elias), und fand dort ein gut aufgeschlossenes altglaziales Profil (S. 64). Nicht verfestigte Gerölle mit wenigen weichen Tonschiefern und etwas Sandstein treten in häufiger Wechsellägerung auf mit Geschiebemergeln, die durch ihr ganzes Aussehen und durch zahlreiche geschrammte Geschiebe zweifellos auf glazialen Ursprung hinweisen. Sie sind verfestigt, so daß sie bei Verwitterung der Gesamtmasse in Streifenform stehen bleiben. CAPPS nennt sie deshalb Tillite. Das studierte Profil hat eine Mächtigkeit von fest 1000 Metern, vereinzelte Funde an anderen Stellen weisen jedoch auf eine noch größere Mächtigkeit der Gesamtablagerungen hin. Die Schichten fallen 55—60° nach Osten.

---

[5]) W. H. DALL, Pliocene and pleistocene Fossils from the Arctic coast of Alaska and the auriferous beaches of Nome, Norton Sound, Alaska. U. S. Geol. Survey, Professional Paper 125 (1920), S. 25.

[6]) STEPHEN R. CAPPS, The Chisana-White River District, Alaska. U. S. Geol. Survey, Bull. 630 (1916).

10 km weiter in dieser Richtung findet man dieselben Tillite in horizontaler Lage.

Nach Capps (S. 67) sind diese Bildungen „viel älter als die Moränen, welche beim letzten Vorschub des Eises der Gebirgsgletscher zurückblieben.... Es ist kein positiver Beweis vorhanden, daß diese Ablagerungen quartär sind. Sie mögen älter sein, aber der Verfasser ist geneigt, sie der großen Vergletscherungsperiode im Pleistocän zuzuschreiben". Stellen wir sie ins Jungtertiär, Obermiocän oder Unterpliocän, so paßt diese Vergletscherung gut in die Vorstellungen, die wir uns nach den Fossilien vom jungtertiären Klima Alaskas machten.

Diese Annahme findet eine gute Stütze in der so bedeutenden Aufrichtung der Glazialschichten. Zwar ist das Alter der letzten Gebirgsfaltung in jenen Gegenden noch nicht genau festgestellt. Doch beobachtete Schrader[7]) pliocäne Ablagerungen mit borealer Fauna (nach Dall.) in horizontaler Lage und das Pliocän der Coast Range liegt diskordant auf dem Miocän, welch letzteres sehr stark gestört ist[8]), so daß die Faltung zwischen Miocän und Pliocän stattfinden mußte. Nach Brooks[9]) geht die Faltung sogar bis ins älteste Miocän zurück, alle folgenden Bewegungen hatten wenig oder gar keinen Einfluß auf die Stellung der Gesteinsschichten, es waren nur Hebungen der Gesamtmasse. Tarr und Buttler[10]) finden in der Yakutat-Bay-Gegend ebenfalls Ablagerungen von sehr wahrscheinlich jungtertiärem Alter, die nur wenig gestört sind, über stark gefaltetem und verworfenem Tertiär höheren Alters. Spurr[11]) beobachtete bei Nulato am Yukon gefaltete miocäne Sandsteine, während jüngere Ablagerungen des Tertiärs wenig oder gar nicht gestört sind, und schließt daraus, daß die Er-

---

7) F. C. Schrader, A Reconnaissance in Northeren Alaska. U. S. Geol. Survey, Professional Paper 20 (1904), S. 83.

8) W. H. Dall, U. S. Geol. Survey, Bull. 84, S. 271.

9) A. H. Brooks, The geography and geology of Alaska. U. S. Geol. Survey Professional Paper 45 (1906), S. 266.

10) R. S. Tarr and B. S. Buttler, The Yakutat Bay region, Alaska. U. S. Geol. Survey Professional Paper 64 (1909), S. 163.

11) J. E. Spurr, Geology of the Yukon Gold district, Alaska. U. S. Geol. Survey 18th Annual Report, part III, 1897, S. 263.

hebungen und Faltungen im späten Miocän oder am Anfang des Pliocäns stattfanden.

Wenn MADDREN[12]) behauptet, daß im Yakutat-Gebiet Eocän über Sedimente geschoben wurde, die wahrscheinlich Pliocän sind, und daß pleistocäne glaziale Ablagerungen in die Faltung einbezogen sind, so ist weder das pliocäne Alter ersterer, noch das pleistocäne letzterer sichergestellt. Sorgfältige Untersuchungen würden hier vielleicht einen zweiten Beleg erbringen für tertiäre Vergletscherung. Junge Hebungen sind in Alaska zweifellos nachgewiesen, da man am St. Elias junge marine Ablagerungen 1500 m hoch fand[13]), die wahrscheinlich dem jüngsten Pliocän angehören. Faltungen aber aus so später Zeit sind unbekannt.

Aus all dem geht mit großer Wahrscheinlichkeit hervor, daß die glazialen Ablagerungen im oberen White River mit einem Schichtfallen bis 60° schon am Ende des Miocäns vorhanden waren und aufgerichtet wurden.

In derselben Richtung weisen ältere Beobachtungen, welche SPURR[14]) an der Ostküste der Nushagak Bay (Bristol Bay, Alaska) machte. Er fand dort Gerölle, grobe Sande und Tone, gefaltet und anderweitig gestört, mit Geschieben von sehr mannigfaltiger Herkunft, unter denen sich manche geschrammte befinden. DALL bestimmte aus diesen Ablagerungen Fossilien, die auf Miocän hinweisen. Über diesen alten Glazialablagerungen liegen dann diskordant horizontal geschichtete Tone und Gerölle, ebenfalls glazialen Ursprungs.

Wie schon die letzte Bemerkung nahelegt, gibt es neben der älteren, wahrscheinlich tertiären Vergletscherung, in manchen Gebieten Alaskas noch eine jüngere Eisbedeckung. Sie hatte jedoch nicht dieselbe Bedeutung, wie die Vergletscherung im übrigen Nordamerika. Inlandeis fehlte in Alaska, es handelte sich nur um eine weitere Ausdehnung der heutigen Hochgebirgsgletscher. Nur wenige Gebiete wurden daraufhin sorgfältig

---

12) A. G. MADDREN, Mineral Deposits of the Yakutage District, Alaska. U. S. Geol. Survey, Bull. 592 (1914), S. 132.

13) ISRAEL C. RUSSELL, An Expedition to Mt. St. Elias, Alaska. National Geographical Magazine, Vol. 3, Washington 1891, S. 172.

14) J. E. SPURR, Reconnaissance in southwestern Alaska. U. S. Geol. Survey 20th Annual Report part 7 (1900), S. 173—174.

untersucht. Capps[15]) studierte auch die jungglazialen Bildungen im White-River-Gebiet. Das Eis kam vom St. Elias- und vom Wrangel-Gebirge. Im Osten, nahe der kanadischen Grenze, war der Gletscher 670 m dick und 21 km breit und bedeckte auch die Höhen im Norden. Nach Hayes[16]) lag das Gletscherende 210 km vom heutigen Ende des Russellgletschers entfernt. Von einem Gletscher im Chisana-Tal fand man Spuren 760 m über der Talsohle[15]).

Eine solche Mächtigkeit und Ausdehnung hatten aber nur die Hauptgletscher, die von gewaltigen Höhen gespeist wurden, welche auch heute weitgehend vergletschert sind. Dazu kommt, daß die früheren Gletscher in dem von Capps untersuchten Gebiete, zwischen Gebirgen eingezwängt, hoch emporwachsen konnten. Die Lokalgletscher waren unbedeutend, weil die Berge, von denen sie gespeist wurden, viel weniger hoch sind, als die Wrangel- und St. Elias-Kette. (S. 69). Und doch gehen diese Berge heute noch bis 2500 m und Höhen von mehr als 2100 m haben Gletscher, von denen Eiszungen bis 1650 m herunterfließen. Wenn demnach diese Höhen beim letzten Vorschub der Hochgebirgsgletscher keine bedeutenden Eismassen liefern konnten, so folgt daraus, daß damals die Schneegrenze nicht viel tiefer liegen konnte als heute, daß also auch die mittlere Jahrestemperatur nicht viel niedriger war als in der Gegenwart. Auf keinen Fall läßt sich diese letzte Vergletscherung der Gebirge Alaskas mit der Vereisung der Alpen im Pleistocän vergleichen, diese war viel ausgedehnter und allgemeiner.

War nun diese Vergletscherung in Alaska pleistocän? An ihrem jugendlichen Alter zweifelt kein Lokalgeologe. Viele waren sogar der Meinung, der Rückzug der Gletscher zum jetzigen Stande sei sehr jung, man rechnete mehr mit Jahrhunderten als mit Jahrtausenden. Diese Meinung wurde bestärkt durch den geringen Betrag der postglazialen Erosion in den früher vergletscherten Teilen der Täler. Capps versucht nun aus Torfablagerungen über Moränen, 13 km von der Zunge des Russell-Gletschers im White-River-Tal, die Zeit des Rückzuges zu bestimmen und kommt auf mindestens 8000 Jahre[17]).

---

[15]) S. R. Capps, U. S. Geol. Survey, Bull. 630, S. 68.

[16]) C. W. Hayes, National Geogr. Magazine, vol. 4, Washington 1892, S. 159.

[17]) a. a. O. S. 80.

Ob diese Bestimmung zuverlässig ist, oder ob die Vergletscherung doch in späterer Zeit stattfand, ist für die Polwanderung ziemlich belanglos. Wir können diese unbedeutende Steigerung der heutigen Gletscherausdehnung in Alaska durch Lokalverhältnisse erklären, etwa durch eine höhere Lage der Nährgebiete. Dadurch würden die Gletscherspuren in größerer Höhe und weiterer Ausdehnung verständlich, auch wenn der Pol schon nahezu oder ganz die heutige Lage erreicht hatte, was wohl mit Beginn der Postglazialzeit im übrigen Nordamerika und Europa eintrat. Oder sollte etwa eine neue Polverschiebung anzunehmen sein, welche das wärmere Klima der Litorinazeit im nördlichen Europa veranlaßte und zugleich Alaska ein kälteres Klima brachte?

Es scheint demnach eine Polwanderung die geologischen Verhältnisse Alaskas am einfachsten zu erklären: Im Alttertiär war das Klima wärmer als jetzt, so daß Feigen, Platanen und Magnolien gedeihen konnten. Dann aber folgte im Miocän eine merkliche Abkühlung, die auch in Japan sich bemerkbar machte, entsprechend der damaligen Lage des Nordpoles in der Pazifik, während zur selben Zeit im Nordosten Amerikas, in Nordgrönland, heute 70° Breite, ein Klima herrschte, wie etwa in der Jetztzeit am Genfer See. Die Kälte in Alaska wurde immer größer, wie die marine Fauna von borealem Charakter zeigt. Das war Obermiocän oder Unterpliocän. Zugleich bildeten sich mächtige Glazialablagerungen, die bei der großen Gebirgsfaltung, die bald folgte, bis zu 60° aufgerichtet wurden. Leider sind solche Ablagerungen nur an einer Stelle sorgfältig untersucht worden. Es ist zu hoffen, daß bei weiterer Durchforschung Alaskas mehrere derartige Profile bekannt werden, besonders wenn man einmal die bisher fast selbstverständliche Voraussetzung aufgibt, daß alle Glazialerscheinungen diluvial sein müssen.

Gegen Ende des Pliocäns wird das Klima wieder günstiger. Der Pol war inzwischen nahe dem nördlichen Rand des nordamerikanischen Festlandes weitergewandert und näherte sich dann der Südspitze Grönlands. Als er diese erreichte, war das Maximum der pleistocänen Vergletscherung für den Osten Nordamerikas und für Europa, in Alaska aber finden wir kein Inlandeis und die stärkere Vergletscherung der Gebirge fand

sehr wahrscheinlich später statt, als der Nordpol schon der heutigen Lage nahe war.

Bis vor kurzem standen die Geologen im allgemeinen allen Theorien, die sich mit Polverschiebungen befassen, sehr skeptisch gegenüber. Und doch erklären gerade solche viele Erscheinungen, die sonst immer ein Rätsel bleiben müßten. Das Vordringen der nordischen Eismassen in Amerika bis zum 38. Breitengrade (Lage von Nordsizilien), während das Inlandeis in Europa kaum über den 50. Breitegrad kam, das Fehlen der Vergletscherung in Sibirien und marine Mollusken im Pleistocän Japans, die heute 15° weiter nach Süden an der Küste der Philippinen leben, widerstreben jeder anderen Erklärung ebenso hartnäckig, wie die spätpaläozoische Eiszeit in der Nähe des heutigen Äquators. Auch die bisher unerklärte Tatsache, daß im Westen Nordamerikas die zweite Eiszeit sich am weitesten nach Süden erstreckte, im Osten aber die dritte[18]), ist bei einer Wanderung des Poles in der angegebenen Weise selbstverständlich.

Es ist deshalb ein großes Verdienst WEGENERS, daß er die Aufmerksamkeit von neuem und von einem neuen Gesichtspunkte aus auf solche Verschiebungen hingelenkt hat und dabei auch die Ideen KREICHGAUERS in gerechter Weise würdigt, während dieselben durch eine merkwürdige Verknüpfung von Umständen vielfach ignoriert oder auch wenig wohlwollend beurteilt wurden. Mit Ausdrücken wie „phantastische Polwanderungen“ schafft man physikalisch so gut begründete Theorien nicht aus der Welt. Sollte es nun nicht möglich sein, die großartigen Kontinentalverschiebungen WEGENERS mit denselben Kräften in Beziehung zu bringen, die KREICHGAUER für die Polwanderungen in Anspruch nimmt? Ich denke, es wäre ganz gut eine Verschmelzung beider Anschauungen möglich, wenn man beide als große Ideen auffaßt, die nicht ein starres Lehrgebäude darstellen, sondern mancher Modifikationen fähig sind und sicher auch bedürfen beim Fortschritte unserer Erkenntnisse vom Bau der Erdrinde.

Wenn das gelingen soll, dann muß allerdings erst ein sehr schwerwiegendes Mißverständnis aus dem Wege geräumt werden. Bei aller Anerkennung, die WEGENER

---

[18]) FRANK LEVERETT, Comparison of North American and European glacial deposits. Zeitschr. für Gletscherkunde, IV. Bd., 1910, S. 316.

KREICHGAUERS Werk zuteil werden läßt, glaubt er doch einen schlimmen Fehler in ihm entdeckt zu haben. Er schreibt: „Als Ursache der Polflucht hat KREICHGAUER die Zentrifugalkraft bezeichnet. Seine Ableitung ist falsch, da er statt des Rotationsellipsoids die Kugelform voraussetzt, und die von ihm abgeleitete Kraft fällt gerade dadurch fort, daß die Erde abgeplattet ist“ (S. 121). Auch KÖPPEN[19]), der von KREICHGAUERS Werk sagt: „Die Klarheit der Darstellung und der Gedankengänge machen das Lesen von KREICHGAUERS Buch zu einem Genuß“ (S. 2), macht ihm S. 80 denselben Vorwurf wie WEGENER: „An dieser Stelle seines Buches vernachlässigt KREICHGAUER ganz zu unrecht die Erdabplattung, die er sonst durchaus berücksichtigt. Die Erklärung ist daher falsch.“

Es ist wohl von vornherein sehr unwahrscheinlich, daß ein so gründlicher Kenner der Mechanik wie KREICHGAUER bei der Erklärung der Polwanderung die Erdabplattung übersehen sollte, da doch die „Äquatorfrage“ mit der Erdabplattung steht und fällt. Die Herausbildung der Äquatormulde, der großen Geosynklinale (S. 69—74 und 371—383), ist nur in einer abgeplatteten Erde möglich und damit auch die äquatorialen Schubkräfte und die Aufwölbung der Gebirgssysteme in der Nähe des Äquators. Auch bei der Besprechung der Hindernisse, welche einer Rindenverschiebung in der Erde entgegenstehen, behandelt KREICHGAUER die Erde als ein Rotationsellipsoid (S. 82 ff.). Wenn er S. 80 bei der Untersuchung der Kräfte, welche diese Rindenverschiebung und Polwanderung veranlassen, die Abplattung nicht erwähnt, so geschieht es offenbar der Einfachheit wegen und, weil diese Kräfte sowohl in einer kugelförmigen als auch in einer abgeplatteten Erde vorhanden sein müssen, gehen sie doch hervor aus der größeren Zentrifugalkraft der höher gelegenen Teile der Erdrinde, nicht aus der Zentrifugalkraft im allgemeinen.

Der Gedankengang KREICHGAUERS ist folgender: Die Gipfel eines Gebirges und die Kontinente haben größere Geschwindigkeit bei der Erdrotation, als die Tiefen des Ozeans, weil sie täglich einen größeren Kreis beschrei-

---

19) W. KÖPPEN, Polwanderungen, Verschiebungen der Kontinente und Klimageschichte. PETERMANNS geogr. Mitteil., Bd. 67, 1921, S. 1 ff.

ben als letztere. Deshalb ist auch ihre Zentrifugalkraft größer. Diese nun zerlegt sich in zwei Komponenten, von denen eine der Schwerkraft entgegenwirkt, also praktisch verschwindet, während die andere zum Äquator hinzieht. (Die Bewegungen der Kugeln am Regulator einer Dampfmaschine werden durch eine Kraft derselben Art auseinandergetrieben und entfernen sich von der Rotationsachse). Es muß sich also in der Erdrinde bei allen hochgelegenen Punkten ein solcher Zug zum Äquator bemerkbar machen, auch dann noch, wenn die Erde schon die ihrer Rotationsdauer entsprechende Abplattung erreicht hat. Dieser Zug zum Äquator wird solange wirksam sein, bis alle Massen symmetrisch um den Äquator gruppiert sind oder doch die Asymmetrie so gering ist, daß die schiebende Kraft nicht mehr ausreicht zur Überwindung der Hindernisse. Dann wird Stillstand eintreten, bis entweder größere Schollen der Erdrinde einsinken, oder sich neue Gebirge emporwölben. Deshalb die langsame Bewegung des Poles während des Mesozoikums. Nach der tertiären Gebirgsbildung wurde die Wanderung von neuem beschleunigt und erreichte den großen Betrag, der die Vereisung unserer nördlichen Länder zur Folge hatte, um sich dann wieder zu verlangsamen, da seit dem Verschwinden der großen Eismassen keine nennenswerten Veränderungen in der Erdrinde mehr vor sich gingen.

Die Erklärung Kreichgauers ist physikalisch gut begründet, man darf sie also nicht falsch nennen. Der Zug zum Äquator bei allen höher gelegenen Punkten, auch in der schon abgeplatteten Erde, ergibt sich mit Notwendigkeit aus der Erdrotation, mit derselben Notwendigkeit, mit der eine flüssige rotierende Erde am Äquator einen Wulst bilden müßte und mit der ein höher gelegener fester Punkt auch in dieser abgeplatteten flüssigen Erde zum Äquator schwimmen müßte. Der Vorwurf Wegeners und Köppens würde nur dann zu Recht bestehen, wenn die Erde ein vollkommenes Rotationsellipsoid wäre, auf dem kein Punkt sich über die Niveaufläche erheben würde, wie es in einer ganz mit Wasser bedeckten Erde der Fall sein müßte. Die einzige Frage, die man noch stellen könnte, ist die: Ist die verschiebende Kraft stark genug, um die ihr entgegenstehenden Hindernisse, vor allem die Abplattung der Erde, zu überwinden? Und kann sich überhaupt die Erdrinde auf ihrem Kern fortbewegen? Beide Fragen hat Kreichgauer beantwortet und seine Antworten

gelten auch heute noch, trotz mancher entgegenstehenden Anschauungen über den Bau der Erdrinde. Auch heute noch ist es unmöglich, den Zusammenschub eines mächtigen Gebirgssystems zu erklären, wenn man nicht voraussetzt, daß die oberen Teile der Erde sich über den tieferen Lagen bewegen, man mag über das Erdinnere selbst denken, was man will. Verlangt aber das Vorhandensein der Gebirge eine Verschiebung der Erdrinde über den Kern, so können auch die zum Äquator schiebenden Kräfte keine unüberwindlichen Hindernisse finden.

Da somit die Polwanderung auf physikalisch sicherer Grundlage steht und da sie auch geologische Erscheinungen in der einfachsten Weise erklärt, so wäre es gewiß für den Fortschritt in der Geologie von großem Vorteil, wenn diese Theorie mehr Berücksichtigung fände, als es bisher geschah, und wenn die Geologen bei ihren Detailstudien an ihrem Ausbau mithelfen würden, auch dann, wenn sie mit weitverbreiteten Anschauungen nicht im Einklang steht. Die Theorie hat sich bewährt in der Erklärung großer und schwieriger Fragen in der Geologie, von denen hier nur einige besprochen wurden. Durch das Studium von Kreichgauers Buch wird man finden, daß noch viele andere Rätsel sich durch die Verschiebung des Äquators lösen lassen. So könnte wohl die Frage der Pol- und Äquatorwanderung jetzt auch ein Probierstein sein für andere Anschauungen, die bis heute als der Polwanderung entgegenstehend betrachtet wurden, wie z. B. die Gleichzeitigkeit der Vereisung in verschiedenen Ländern und in verschiedenen Teilen desselben Landes.

Nachtrag zu meiner Arbeit:

Die Bildung des Schmirgels, betrachtet an einem Vorkommen von Korundfels in Uruguay.

(Diese Zeitschrift 73, 1921, Abh. S. 292.)

Belegstücke zu den Untersuchungen befinden sich im Senckenbergischen Museum in Frankfurt a. M.

K. Walther, Montevideo.

Beitrag zur Tektonik unserer Salzstöcke.

Von Herrn F. Schuh in Rostock.

In das Protokoll der vorjährigen Hauptversammlung, letzter Sitzungstag, ist der in der Überschrift dieser Mitteilung bezeichnete Vortrag von Herrn F. Schuh in Rostock nicht mit aufgenommen. Das Versehen ist auch bei Verlesung und Genehmigung des Protokolls durch die Versammlung übersehen worden und wird hierdurch berichtigt.

Der Vortrag ist inzwischen in der Zeitschrift „Kali", Jahrgang 1922, Heft 1 abgedruckt.

Die Schriftleitung
R. Bärtling.

Neueingänge der Bibliothek.

Wilckens, Otto: Beiträge zur Paläontologie von Patagonien. Aus: N. J. Min., 1921, I. Stuttgart 1921.

Wilser, I.: Angewandte Geologie im Feldzuge (Kriegsgeologie). Aus: Die Naturwissenschaften, Heft 33. Berlin 1920.

v. Winkler-Reval, Henry: Über Umfang und Abbauwürdigkeit estländischer Bodenschätze. Mitteilungen aus dem Geol. Institut der Universität Greifswald I. Greifswald 1920.

Wittich, Ernesto: La Emersion Moderna de la Costa occidental de la Baja California. Sociedad Cientifica „Antonio Alrate" Mexico. 1920.

Würfel: Von einer Geologenfahrt. „Kölnische Zeitung" vom 31. 8. 21.

Zimmermann I., E.: Kalkgehalt des Lösses. Aus: Z. D. G. G., 72. Berlin 1920.

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 8–12. 1922.

Protokoll der Hauptversammlung am 29., 30. und 31. Juli 1922 zu Breslau.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung vom 29. Juli 1922 in dem Saal der Schlesischen Gesellschaft für Vaterländische Kultur.

Der Geschäftsführer Herr CLOOS eröffnet die Sitzung, heißt die Erschienenen willkommen und wird durch Zuruf zum Vorsitzenden des ersten Sitzungstages gewählt. Zu Schriftführern werden die Herren BEDERKE, PRATJE und RÜGER ernannt. Begrüßungsansprachen halten der Vorsitzende der Schlesischen Gesellschaft für Vaterländische Kultur, Herr Geheimrat PAX, der Vertreter der Provinzialbehörde Herr Oberregierungsrat BAUM, der Rektor der Universität Breslau, Herr Geheimrat SCHAEDER, der Rektor der Technischen Hochschule Herr Professor HILPERT und Herr Oberbürgermeister WAGNER.

Im Namen der Gesellschaft spricht der Vorsitzende, Herr POMPECKJ, den Rednern den tiefgefühlten Dank für die freundlichen und zu Herzen gehenden Begrüßungsworte aus und gedenkt der großen Verdienste, welche Breslaus Geologen seit mehr als 100 Jahren sich um die Förderung unserer Wissenschaft erworben haben.

Er begrüßt darauf die aus Skandinavien und Rußland, aus Böhmen und Holland, aus Spanien, Griechenland, England und Nordamerika zu der Versammlung erschienenen Geologen. Ihr Kommen erbringt den Beweis dafür, daß die seit dem Oktober 1914 von unseren Feinden unter Führung des Institut de France ergriffenen Maßnahmen zur Ausschaltung der Deutschen von der gemeinsamen wissenschaftlichen Arbeit aller Völker an der Erkenntnis der Gelehrten

von dem übernationalen Charakter der Aufgaben der Wissenschaft scheitern müssen. Er weist auf die bevorstehende Eröffnung der Geologenversammlung in Brüssel hin, die als XIII. Internationaler Geologenkongreß geplant war, die aber durch den Haß der Belgier gegen uns, durch den Ausschluß der Angehörigen der Mittelmächte von der Teilnahme an der Versammlung, trotz der Einsprüche und Vorschläge der skandinavischen Geologen, einen durch nichts gerechtfertigten Bruch mit den Regeln und Aufgaben der internationalen Geologenkongresse darstellt, an deren Arbeiten die deutschen Geologen immer mit voller Hingabe und Selbstlosigkeit mitgewirkt haben.

Herr Pompeckj bringt aus diesem Anlaß die folgende Kundgebung in Vorschlag:

Unter der Zustimmung befreundeter Geologen außerdeutscher Länder wurde heute in Breslau auf der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft die folgende Kundgebung ausgesprochen:

Das Organisationskomitee des XIII. Internationalen Geologenkongresses in Belgien hat ein Zirkular versandt, das folgende Zulassungsbestimmungen enthält:

„Conformément aux traditions, aucun titre professionnel ne sera exigé à l'appui des demandes d'inscription.

Toutefois, faisant usage des pouvoirs qui lui ont été reconnus dans la réunion tenue à Londres, le 20. Juillet 1921, par la commission d'études du statut du Congrès, le comité d'organisation de la XIII. session a décidé de ne pas agréer les demandes d'inscription qui émaneraient de ressortissants des pays qui ont fait la guerre à la Belgique, au mépris des traités."

Die belgische Geologenschaft war vom XII. Internationalen Geologenkongreß zu Kanada mit der Organisation des XIII. Internationalen Kongresses beauftragt worden. Willkürlich hat das Belgische Organisationskomitee die Geologen der Mittelmächte Europas von der Teilnahme an dem für dieses Jahr geplanten Kongreß ausgeschlossen. Damit ist die von den belgischen Geologen einberufene Versammlung des Charakters als Internationaler Kongreß entkleidet worden.

Das belgische Komitee beruft sich für sein Vorgehen auf einen in London gefaßten Beschluß. Der dort im

Juli 1921 zusammengetretene Ausschuß war nach den Weisungen des XII. Internationalen Geologenkongresses (C. R. S. 157, 158) nicht befugt, irgendwelche für den XIII. Internationalen Kongreß bindende Beschlüsse zu fassen; er hatte nur die Aufgabe, Vorschläge für ein Kongreß-Statut auszuarbeiten, welche erst nach ihrer Annahme durch den nächsten Internationalen Kongreß bindende Kraft erhalten konnten.

Die unterzeichneten Vertretungen der Deutschen Hochschulen, Geologischen Landesanstalten und Geologischen Vereinigungen stellen fest, daß die für den August 1922 nach Brüssel einberufene Geologenversammlung nicht der XIII. Internationale Geologenkongreß ist und daß diese Versammlung daher nicht berechtigt ist, die künftige Gestaltung der Internationalen Geologenkongresse zu bestimmen. Sie erheben Einspruch dagegen, daß durch den willkürlichen Beschluß einer kleinen Gruppe von Geologen die Bänder zerrissen werden, welche auf den zwölf bisherigen Internationalen Kongressen die Geologen aller Länder der Erde zu erfolgreicher Arbeit vereinigt haben.

Für die Deutsche Geologische Gesellschaft und die Geologischen Vereine Deutschlands und Deutschösterreichs:

J. F. Pompeckj.

Für die deutschen Geologischen Landesanstalten und die Österreichische Geologische Bundesanstalt:

Franz Beyschlag.

Für die deutschen Hochschullehrer der Geologie:

Gustav Steinmann.

Die Kundgebung, welche der Kulturwelt zur Kenntnis gebracht wird, findet einhelligste, laute Zustimmung. Der Vorsitzende stellt das mit dem Ausdruck des Dankes und der Genugtuung fest und spricht die Zuversicht aus, daß mit dieser Breslauer Tagung unserer Gesellschaft die Zeit wahrer Übernationalität des wissenschaftlichen Arbeitens eingeleitet wird.

Wissenschaftliche Vorträge.

Herr **F. BEYSCHLAG** spricht über **„Die Erdkarte"** und legt Entwürfe vor. An der Aussprache beteiligen sich die Herren POMPECKJ, KOSSMAT und der Vortragende.

Herr **KRUSCH**[1]) spricht über **„Ein neues Eisenerzvorkommen in Mooren („Weißeisenerz")**. Dazu sprechen die Herren KLAUTZSCH, JOH. WALTHER, MILCH, KOSSMAT, STREMME, RANGE, LANG und der Vortragende.

Herr **v. BUBNOFF** macht eine kurze Mitteilung über **„Die Arbeiten des Osteuropa-Instituts"**.

Herr **STILLE**[2]) trägt vor über **„Salztektonik, Normaltektonik und Vulkanismus"**, Herr **SCHWINNER** über **„Gebirgsbildung und Vulkanismus"**. In der Aussprache über die beiden Vorträge nehmen die Herren KOSSMAT, STEINMANN, STILLE, POMPECKJ und SALOMON das Wort.

Zum Vorsitzenden des folgenden Tages wird Herr EMANUEL KAYSER gewählt.

Schluß der Sitzung um 1 Uhr.

v. w. o.

CLOOS. BEDERKE. RÜGER. PRATJE.

Protokoll der geschäftlichen Sitzung am 30. Juli 1922.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende gibt einen Überblick über die Entwicklung der Gesellschaft seit der letzten Hauptversammlung und gibt den kürzlich erfolgten Tod des Mitglieds Herrn Oberbergdirektors Prof. Dr. LUDWIG VON AMMON in München bekannt.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von den Sitzen.

---

[1]) Siehe Seite *207*.
[2]) Siehe Seite *215*.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Deutsche Erdöl-Aktiengesellschaft in Berlin-Schöneberg, vorgeschlagen von den Herren BÄRTLING, DIENST und KRAISZ;

Herr stud. geol. KARL BEURLEN in Tübingen, Steinbachstraße 5, vorgeschlagen von den Herren HENNIG, VON HUENE und SOERGEL;

Herr Studienrat Prof. Dr. EISENREICH in Kattowitz O.-S., Sachsstr. 4, vorgeschlagen von den Herren DIENST, GRUNDEY, MICHAEL;

Herr BABOWITZ, wissenschaftlicher Hilfsarbeiter bei der Deutschen Landwirtschaftlichen Gesellschaft, Berlin S 42, Ritterstr. 2, vorgeschlagen von den Herren DIENST, BÄRTLING, TUCH;

Herr Dr.-Ing. FR. HESEMANN in Hannover, Simsonstraße 12, vorgeschlagen von den Herren ERDMANNSDÖRFFER, FREBOLD, R. WILCKENS;

Herr Regierungsbaumeister G. FRÜH, Goslar, Köther Straße 11, vorgeschlagen von den Herren ERDMANNSDÖRFFER, FREBOLD, R. WILCKENS;

Herr Studienrat Dr. KARL SAUER in Glogau, Friedrichstr. 2, vorgeschlagen von den Herren CLOOS, MILCH, POMPECKJ;

Herr cand. geol. ECKARD SCHROEDER in Göttingen, Geologisches Institut, vorgeschlagen von den Herren KLÄHN, PRATJE, STILLE;

Herr Dr. JULIUS ANDREE in Münster in Westf., Pferdegasse 3, vorgeschlagen von den Herren K. BUSZ, DIENST, WEGNER;

Herr Professor Dr. J. SAMOJLOFF in Moskau, Landwirtschaftliche Akademie, Petrowsko Rasumovskoje, vorgeschlagen von den Herren DIENST, POMPECKJ, STEINMANN;

Herr Professor Dr. B. POPOFF in Riga, Popoffstr. 8, vorgeschlagen von den Herren DIENST, V. ZUR MÜHLEN, POMPECKJ;

Herr cand. geol. FRIEDRICH KARL DRESCHER in Breslau, Schuhbrücke 38/39, vorgeschlagen von den Herren BEDERKE, CLOOS, DIENST;

Fräulein Studienrätin OLGA NIPPERT in Liegnitz, Scheibestr. 26, vorgeschlagen von den Herren BEDERKE, CLOOS, DIENST;

Herr Sanitätsrat Dr. Rosenow in Liegnitz, Dovestr. 2, vorgeschlagen von den Herren Bederke, Cloos, Dienst;

Herr Betriebsführer Carl Seifert in Reichenstein, vorgeschlagen von den Herren Bederke, Cloos, Dienst;

Herr Geologe Dr. F. Kühne in Göttingen, vorgeschlagen von den Herren Dietz jr., H. Schmidt, Stille.

Herr Dienst berichtet über die Gesellschaftsbibliothek und verliest den Bericht des am Erscheinen verhinderten Herrn Bärtling über den Stand der Veröffentlichungen. Die Herren Pompeckj und Joh. Walther sprechen zu den Vorschlägen des Herrn Bärtling.

Herr Picard legt den Kassenbericht vor. Die Herren Kühn und Thost werden zu Rechnungsprüfern ernannt.

Der Vorsitzende verliest folgende ordnungsmäßig eingegangene Anträge auf Änderung des § 6 Abs. 1 der Satzung:

A. § 6 Abs. 1 erhält folgende Fassung:

Der Jahresbeitrag für jedes ordentliche Mitglied in Deutschland oder Deutschösterreich beträgt mindestens 100 Mark; für das Mitglied im Ausland mindestens 150 Mark. Solange die zunehmende Teuerung die rechtzeitige Aufstellung eines Haushaltsplans unmöglich macht, kann hierzu ein Zuschlag erhoben werden, dessen Höhe von Vorstand und Beirat festzusetzen und den Mitgliedern rechtzeitig bekannt zu geben ist.

B. § 6 Abs. 1 erhält folgende Fassung:

Die Hauptversammlung setzt den Mindestbeitrag der Mitglieder für das folgende Geschäftsjahr fest. Sie kann Vorstand und Beirat ermächtigen, hierzu notwendige Teuerungszuschläge zu erheben.

Nach einer Aussprache, an der sich die Herren Stappenbeck, Salomon und Fliegel beteiligen, wird die Fassung A angenommen.

Die beantragte Änderung der Fassung des § 10 Abs. 3 der Satzung wird in folgender Form angenommen:

„Vorstand der Gesellschaft im Sinne des § 77 BGB. sind der Vorsitzende und ein Schriftführer.“

Als Ort der nächstjährigen Tagung werden Regensburg und München bestimmt und die Herren BROILI und ERICH KAISER zu Geschäftsführern gewählt.

Herr KOSSMAT ladet nach Leipzig zur Tagung der Geologischen Vereinigung im September ein.

Die von den Rechnungsprüfern beantragte Entlastung des Schatzmeisters wird erteilt.

v. w. o.

POMPECKJ. BEDERKE. RÜGER. PRATJE.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 30. Juli 1922.

Vorsitzender Herr EMANUEL KAYSER.

Herr **ERDMANNSDÖRFFER** spricht über **„Alter und Entstehung der Harzer Erzgänge“**. Dazu spricht Herr BERG.

Herr **REUNING** legt **„Karten des mittleren Südwestafrikas“** vor.

Herr **ERICH KAISER** spricht über **„Tiefenintrusionen in Südafrika“**. An der Aussprache beteiligen sich die Herren CLOOS, MILCH, SCHEUMANN, FINCKH, POMPECKJ, SALOMON und der Vortragende.

Herr **MILCH** spricht über **„Petrographische Provinzen“**. Dazu sprechen die Herren BERG, STILLE, SALOMON, EMIL LEHMANN und der Vortragende.

Herr **J. SAMOJLOFF**[3]) spricht über **„Paläophysiologie und Genese einiger Mineralien“**.

Als Vorsitzender für die nächste Sitzung wird Herr STEINMANN gewählt.

v. w. o.

KAYSER. BEDERKE. RÜGER. PRATJE.

[3]) Siehe Seite 227.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 31. Juli 1922, vormittags.

Vorsitzender: Herr STEINMANN.

Als Vorsitzender für die Nachmittagssitzung wird Herr PETRASCHECK gewählt.

Zum Vortrag des Herrn SAMOJLOFF sprechen die Herren K. ANDRÉE, STAPPENBECK, GÜRICH, ZIMMERMANN I, LANG und POMPECKJ.

Herr **G. GÜRICH** führt aus: Im Blute einiger Weichtiere ist ein Cu-Gehalt nachgewiesen, z. B. bei einigen Tintenfischen[4]). Daraus ist zu entnehmen, daß auch deren Futtertiere Cu enthalten müssen; so ist es möglich, daß durch Anhäufung von Planktonresten Cu-Anreicherungen im Meeresboden entstehen können.

Der Redner hat in den Bohrproben der Bohrung Wildeshausen bei Bremen im Oligocän aus 439 m Tiefe zahlreiche kleine Kriställchen von schmal briefumschlagförmiger Gestalt, die zum Teil auch weniger regelmäßig gerundet waren, gefunden, die durch die Untersuchung von DR. MÜLLER-Hamburg als Schwerspat nachgewiesen wurden. Sie müssen wohl als Neubildungen im oligocänen Meeresboden angesehen werden.

Herr **v. BUBNOFF** spricht über **„Alte Massive und Geosynklinalen“**. Dazu spricht Herr SCHWINNER.

Herr **POMPECKJ** spricht über **„Mitteleuropa und Fennoskandia zur Jurazeit“**. An der Aussprache nehmen teil die Herren HUMMEL, SALFELD, WETZEL, STILLE und der Vortragende.

Herr **BERG** spricht über **„Die Geologie und Petrographie des Isergebirges“**. Zu dem Vortrag sprechen die Herren MILCH, RIMANN, CLOOS und der Vortragende.

Herr **BEDERKE** spricht über **„Die Grünsteinzone der Sudeten“**. An der Aussprache beteiligen sich die Herren BERG, FINCKH, VON ZUR MÜHLEN und ZIMMERMANN I.

---

[4]) CH. DHÉRÉ: Sitzung 12. Mai 1900, S. 458. Compt. Rend. Hebd. Soc. Biol. Paris B 52, und ebendort: 17. Oktober 1903, S. 1161, B 55. z. B. 100 cbcm Blut von *Octopus vulgaris* enthalten 28,5 mgr Cu.

Herr **PETRASCHECK**[5]) spricht über **„Die Entstehung der sudetischen Karbon- und Rotliegend-Ablagerungen"**. Dazu sprechen die Herren JOH. WALTHER, BORN und SCUPIN.

v. w. o.

STEINMANN. BEDERKE. RÜGER. PRATJE.

Protokoll der wissenschaftlichen Sitzung am 31. Juli 1922, nachmittags.

Vorsitzender: Herr PETRASCHECK.

Herr **WURM** spricht über **„Arbeiten des Herrn FAURA i SANS"**[6]) und legt Karten der geologischen Landesuntersuchung Kataloniens vor.

Herr **BORN** spricht über **„Isostasie und Inlandeis"**. Dazu sprechen die Herren POMPECKJ, PETRASCHECK und der Vortragende.

Herr **RÜGER** spricht über **„Die Paläogeographie des estnischen Kambriums"**. Dazu sprechen die Herren VON ZUR MÜHLEN, SCUPIN, ZIMMERMANN I und POMPECKJ.

Herr **KÜHN** hält seinen Vortrag: **„Der Willenberg im Bober-Katzbachgebirge und dessen Bedeutung für die Frage nach der Bildung der Schildvulkane"**. Dazu spricht Herr ZIMMERMANN I.

Herr **SCUPIN**[7]) spricht über **„Die Gliederung des nordsudetischen Rotliegenden auf klimatischer Grundlage"**. Dazu spricht Herr PETRASCHECK.

Herr **STREMME**[8]) spricht über **„Die Verwendung chemischer Analysen zur geologischen Diagnose besonders beim Buntsandstein"**. An der Besprechung beteiligen sich die Herren POMPECKJ, PETRASCHECK und der Vortragende.

v. w. o.

PETRASCHECK. BEDERKE. RÜGER. PRATJE.

---

5) Siehe Seite *244*.
6) Ein Auszug erscheint im nächsten Monatsbericht.
7) Siehe Seite *263*.
8) Siehe Seite *276*.

Protokoll der Sitzung am 1. November 1922.

Vorsitzender: Herr Pompeckj.

Der Vorsitzende erinnert an die Hauptversammlung im Juli in Breslau und an den kurz darauf abgehaltenen wesentlich franko-belgischen Geologenkongreß in Brüssel, gegen dessen Bezeichnung als internationalen skandinavische und holländische Geologen Widerspruch erhoben haben, da die Deutschen von der Teilnahme ausgeschlossen worden waren. Auch die Breslauer Versammlung hat unter Teilnahme befreundeter ausländischer Geologen eine Entschließung gefaßt gegen diese Übertragung politischer Gegensätze in den internationalen Gedankenaustausch der Gelehrten, und wir werden weiter gegen den Mißbrauch des Namens und die Zerstörung des Gedankens der internationalen Geologenkongresse kämpfen.

Als neue Mitglieder sind der Gesellschaft beigetreten:

Herr Dr. E. Thomas, Halle a. S., Große Wallstr. 20, vorgeschlagen von den Herren Dienst, v. Freyburg und Weigelt;

Herr Prokurist Fritz Custodis in Saalfeld (Saale), Hannostr. 75, vorgeschlagen von den Herren Bärtling, Dienst und Picard;

Herr Dr. Carl Schmidt in Göttingen (Geol. Institut), vorgeschlagen von den Herren Dietz jr., Herm. Schmidt und Stille;

Herr Dr. Alfred Bentz in Tübingen (Geol. Institut), vorgeschlagen von den Herren Hennig, v. Huene und Kessler;

Herr Lehrer Bruno Fabian in Kross b. Oldenburg i. Holst., vorgeschlagen von den Herren Bergeat, Wetzel und Wüst;

Städtische Naturwissenschaftliche Sammlung in Chemnitz (Sa.), vorgeschlagen von den Herren Bärtling, Dienst und Picard;

Herr Mittelschullehrer K. Wein in Nordhausen, Körnerstraße 13, vorgeschlagen von den Herren Bärtling, Dienst und Picard;

das *Geologische Amt von Griechenland* in Athen, Ministerium der nationalen Ökonomie, vorgeschlagen von den Herren Dienst, Michael und Pompeckj;

der Geologe des griechischen Geol. Amts NIKOLAUS LIATSIKAS in Berlin-Charlottenburg, Kaiserin-Augusta-Allee 70, vorgeschlagen von den Herren BERG, DIENST und KLAUTZSCH;

Herr Studienrat Dr. F. DEWERS in Bremen, Fesenfeld 112, vorgeschlagen von den Herren BARRY, BÄRTLING und DIENST;

Herr Studienrat Dr. WILHELM PFEIFFER in Stuttgart-Ostheim, Teckstr. 79, vorgeschlagen von den Herren KRANZ, AXEL SCHMIDT und SOERGEL;

Herr Landesgeologe, Privatdozent Dr. MATTHEUS SCHUSTER in München, Dietlindenstr. 7, vorgeschlagen von den Herren KLAUTZSCH, KNAUER und AXEL SCHMIDT;

Herr Prof. YAKOWLEW in St. Petersburg (Berginstitut), vorgeschlagen von den Herren JOH. BÖHM, DIENST und v. ZUR MÜHLEN.

Herr Assistent Professor KRISHNASWAMI PILLAI, C. R., Presidency Collea, Madras, Indien, vorgeschlagen von den Herren BRILL, RÜGER und SALOMON;

Herr Bergwerksdirektor WALTER THOMETZEK in Oberschreiberhau im Riesengebirge, vorgeschlagen von den Herren ERICH KAISER, REUNING und SCHNEIDERHÖHN;

Herr Assistent WERNER QUENSTEDT in Königsberg i. Pr., Geol. Institut der Univ., vorgeschlagen von den Herren BROILI, POMPECKJ, STROMER VON REICHENBACH;

Herr HANS MERTIN in Quedlinburg, Bismarckstr. 7 k, vorgeschlagen von den Herren JANENSCH, HENRY SCHROEDER und WEISSERMEL.

Nach Vorlage der Neueingänge für die Bücherei begrüßt der Vorsitzende Herrn Prof. LISSON aus Lima und gedenkt dankbar der Förderung, die er selbst und andere deutsche Geologen bei ihren Forschungen in Peru durch ihn gefunden haben.

Herr **CARLOS LISSON** erwidert hierauf in seiner Heimatsprache, indem er sein langjähriges Zusammenarbeiten gerade mit deutschen Geologen in der Entzifferung der Anden betont und besonders die Verdienste STEINMANNS um die Stratigraphie und die Erkenntnis des inneren Baues der Anden hervorhebt.

Hierauf erläutert Herr **SCHLAGINTWEIT „Die Chronologie der Anden“** auf Grund der Arbeiten und bildlichen Darstellungen des Herrn **LISSON**.

An der Erörterung beteiligen sich die Herren STAPPENBECK, LISSON und SCHLAGINTWEIT.

Der Vorsitzende spricht Herrn LISSON den besonderen Dank dafür aus, daß er auch auf dem Brüsseler Kongreß, angesichts der dort laut gewordenen Deutschfeindlichkeit, den Mut gefunden habe, die Verdienste der deutschen Geologen um die Geologie Perus anzuerkennen.

Darauf spricht Herr **GAGEL**[1]) **„Über Spuren des ältesten Tertiärs in der Mark und die Chronologie des älteren Tertiärs“.**

Der Vorsitzende schließt die Versammlung mit dem Dank an alle Vortragenden.

v. w. o.

SOLGER. POMPECKJ. BÄRTLING.

Protokoll der Sitzung am 6. Dezember 1922.

Vorsitzender: Herr POMPECKJ.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung mit der Mitteilung von dem Tod des Mitglieds Herrn Dr. C. A. REISER in Kempten (Allgäu) und gedenkt seiner Arbeiten. Die Versammlung erhebt sich zu seinem Gedächtnis.

Protokoll der Wahl des Vorstandes und Beirats am 6. Dezember 1922, 6 Uhr abends.

Abgegeben wurden 364 Stimmzettel, darunter 19 ungültige.

Es erhielten Stimmen:

Als Vorsitzender:

Herr F. BEYSCHLAG 339, Herr KRUSCH 3 und Herr RAUFF 2 Stimmen; gewählt Herr F. BEYSCHLAG.

---

[1]) Siehe Seite *292*.

Als stellvertretende Vorsitzende:

Herr Pompeckj 343, Herr Deecke 338, die Herren Bornhard, Haarmann, Hennig, Salomon und Stromer v. Reichenbach je 1 Stimme; gewählt die Herren Pompeckj und Deecke.

Als Schriftführer:

Herr Bärtling 343, Herr Solger 342, Herr Leuchs 341, Herr Haarmann 336, Herr Range 3, die Herren W. E. Schmidt und Stieler je 2, die Herren Cramer, Dietrich, Fliegel, Haack, Reck, Soergel und Welter je 1 Stimme; gewählt die Herren Bärtling, Solger, Leuchs und Haarmann.

Als Schatzmeister:

Herr Picard 345; gewählt Herr Picard.

Als Archivar:

Herr Dienst 345; gewählt Herr Dienst.

Als Beiratsmitglieder:

Herr Suess 344, Herr Erdmannsdörffer 343, die Herren Bergeat, Broili, Buxtorf und Stremme je 341, Herr Krusch 340, Herr Cloos 339, Herr O. Wilckens 336, Herr Andrée-Königsberg 5, die Herren F. Beyschlag, Erich Kaiser, v. Seidlitz je 2, die Herren v. Branca, Bubnoff, Dacqué, Hennig, Keilhack, Kessler, Klemm, Kossmat, Michael, Petrascheck, Reis, Schmeisser, Schneiderhöhn, Soergel, Tilmann, Joh. Walther, Wanner, Wegner und Wepfer je 1 Stimme; gewählt die Herren Suess, Erdmannsdörffer, Bergeat, Broili, Buxtorf, Stremme, Krusch, Cloos und O. Wilckens.

Die anwesenden Herren nehmen die Wahl an.

Der Gesellschaft wünschen als Mitglieder beizutreten:

Bibliothek der Technischen Hochschule in Hannover, Welfengarten 1, vorgeschlagen von den Herren Erdmannsdörffer, Frebold und Schöndorf;

Herr Baurat Alfred Bilharz in Baden-Baden-Lichtental, Maximilianstr. 110, vorgeschlagen von den Herren Botzong, Röhrer und Salomon;

Herr Fabrikant Carl Scholl in Siegen i. Westf., Brückenstr. 2, vorgeschlagen von den Herren Bärtling, Dienst und Seithe;

Herr Markscheidereivorsteher Claus und
Herr Betriebsassistent Zimmer in Grube Ilse, Niederlausitz,
vorgeschlagen von den Herren Bärtling, Dienst und Picard;

Herr Geologe Dr. Wilhelm Ahrens in Berlin N 4, Invalidenstr. 44, vorgeschlagen von den Herren Dienst, Stoller und von zur Mühlen;

Herr Jacob Haböck in München 2 NW, Zieblandstr. 12, vorgeschlagen von den Herren Bärtling, Dienst und Picard;

Herr Studienrat Dr. A. Berg in Sondershausen, Güntherstr. 31, vorgeschlagen von den Herren Bärtling, Dienst und Solger;

Herr Dr. Max. Mitzopulos (aus Athen), zurzeit in Berlin N 4, Invalidenstr. 43 (Geol. Institut), vorgeschlagen von den Herren Janensch, Pompeckj und Stieler.

Die Vorgeschlagenen werden aufgenommen.

Der Vorsitzende legt die Neueingänge der Bücherei vor.

Dann spricht Herr **CLOOS „Über die Tiefengesteine des Bayrischen Waldes und dem Pfahl“.**

An der Aussprache beteiligen sich die Herren Berg, Haarmann und der Vortragende.

Hierauf berichtet Herr **G. FLIEGEL**[1]) **„Über die geologische Neuaufnahme des Harzes“**, anschließend Herr **FR. DAHLGRÜN**[2]) **„Über grapholithenführende Schichten im Unterharz“.**

An der Aussprache beteiligt sich Herr Cloos und der zweite Vortragende.

v. w. o.

Pompeckj. Solger. Janensch.

---

[1]) Siehe Seite *308*.
[2]) Siehe Seite *316*.

Vorträge.

Über das Vorkommen und die Entstehung des Weiß-Eisenerzes, eines neuen bauwürdigen Eisenrohstoffes.[1])

Von Herrn P. Krusch in Berlin.

(Mit 1 Textfigur.)

Bauwürdige Anhäufungen von bisher dem Hüttenmann unbekannten Erzen werden selten angetroffen.

Den Fundpunkt des Weiß-Eisenerzes darf ich leider nicht genauer angeben, weil die bergrechtlichen Verhältnisse noch nicht geklärt sind; ich muß mich damit begnügen, die westlichen Moore als weißeisenerzführend zu nennen.

Zum Verständnis der geologischen Position und des geologischen Alters der Lagerstätte ist



es erforderlich auf das Normalprofil der großen westdeutschen Moore einzugehen (siehe das Profil). Wir befinden uns in einer weiten, von flachen Rinnen durchsetzten Talsandlandschaft, die von der letzten Vereisung nicht mehr erreicht wurde und auf weite Flächen von Moor überzogen worden ist. Zunächst wurden die

[1]) Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in der Sitzung am 29. Juli 1922.

Rinnen und Senken mit Niederungsmoor ausgefüllt. Dieses wurde überwuchert von Übergangsmoor, und schließlich bildete sich die weit übergreifende Hochmoordecke. Die Verbreitung der drei Moorarten ist im allgemeinen derart, daß Niederungs- und Übergangsmoor auf die Rinnen, bzw. ihre nächste Umgebung beschränkt sind, während das Hochmoor auch flache Talsandhochflächen überzieht. Das vollständige Profil wird also nur in unmittelbarer Nähe der alten Talrinnen angetroffen, die zwischen ihnen liegenden Plateaus führen lediglich Hochmoor. Sieht man sich das Hochmoorprofil genauer an, so findet man — was schon bei der Spezialaufnahme 1:25 000 der Geol. Landesanstalt von ihren Geologen (Stoller, Tietze, Tornau usw.) festgestellt wurde — eine amorphe untere Schicht, in welcher in der Regel keine Pflanzenreste mehr bestimmt werden können, und eine obere hellgefärbte jüngere, deren Pflanzenbestandteile noch heute zu erkennen sind. Es ist also im Profil eine scharfe Grenze zwischen einer älteren Hochmoorlage, die lange Zeit der Verwittterung ausgesetzt war, und einer jüngeren, welche sich erst später auf dem älteren Hochmoor ansiedelte, vorhanden.

Das geologische Alter der älteren Torfserie (Niederungsmoor, Übergangsmoor und älteres Hochmoor) steht nicht ganz fest, wenigstens wurde es bisher nicht durch charakteristische Pflanzenfunde belegt. Unter Berücksichtigung des Umstandes, daß das fragliche Gebiet seit der Hauptvereisung nicht mehr vereist wurde, liegt es nahe anzunehmen, daß die Vertorfung unmittelbar nach der Hauptvereisung also im folgenden Interglazial begann — ein Gedanke, dem vor mir auch andere, wie z. B. Monke, Ausdruck gegeben haben. — Niederungs-, Übergangs- und unteres Hochmoor stellen eine fast ununterbrochene Bildung dar. Es muß dann eine langanhaltende Hinderung des Pflanzenwuchses eingetreten sein, welche die Verwitterung des unteren Hochmoors zur Folge hatte. Es liegt nahe als deren Ursache das herannahende jüngere Eis aufzufassen, das unser Gebiet zwar nicht mehr erreichte aber den Pflanzenwuchs zum Absterben brachte. Nach dem Abschmelzen des jüngeren Eises begann dann die Bildung des oberen jüngeren Hochmoores.

Da das Weiß-Eisenerz an den Niederungstorf gebunden ist, glaube ich berechtigt zu sein zu der Annahme, daß seine Bildung in der Interglazialzeit

unmittelbar nach dem Abschmelzen des älteren Eises begonnen hat.

Auftreten des Weiß-Eisenerzes im Niederungstorf: Im vollständigen Profil findet man unter Torf eine weiße tonige bis käsige Masse, die nach den bisherigen Schürfungen bis über 2 m mächtig festgestellt wurde und in der Regel von Torf unterlagert wird. Die Grenze zwischen dem Erz und dem Torf ist keine scharfe, es gibt beliebige Mischungen beider. Die Größe der Erstreckung der allseitig von Torf umschlossenen Nester schwankt sehr, sie können viele hunderte Meter Ausdehnung haben. Im allgemeinen sind es Linsen, die bis mehrere Meter Stärke erreichen. Man hat unwillkürlich den Eindruck, daß es sich um Torf-Wasserkissen handelt, die nach und nach von dem Weiß-Eisenerz ausgefüllt wurden.

Wo das Weiß-Eisenerz von der Torfdecke befreit wurde, ist es zu oberst 1—2 dcm stark in Brauneisen umgewandelt worden. Der Übergang in dieses oxydische Erz geht sehr schnell vor sich; sticht man das Weiß-Eisenerz an, so überzieht es sich schon nach wenigen Minuten mit einer bläulichen Haut, die mutmaßlich durch Vivianit bedingt wird; kurze Zeit darauf wird der Stoß zunächst bräunlich. Schaltet man das Sonnenlicht aus, so bleibt das Erz schokoladenfarben, bei Licht dagegen nimmt es schließlich rotbraune Färbung an.

Die Feststellung der chemischen Zusammensetzung bereitete recht erhebliche Schwierigkeiten. Die mir vorgewiesenen Analysen zeigten das verschiedenste Verhältnis zwischen Eisenoxydul und Eisenoxyd. Als ich den ersten Aufschluß im frischen weißkäsigen Material sah, war mir klar, daß kaum Eisenoxyd in dem frischen Erz vorhanden sein kann. Ich ordnete deshalb an, daß nach vorsichtigster Probenahme bei möglichstem Luftabschluß die Kohlensäure- und Eisenoxydulbestimmung in neutraler Atmosphäre und zwar im Stickstoffstrom ausgeführt wurde.

Der Chemiker an der Geologischen Landesanstalt Herr Dr. HALLER unterzog sich dieser Arbeit, und es ergab sich nun, daß das Erz tatsächlich aus fast reinem Eisenoxydulkarbonat besteht (s. die folgende Tabelle).

Eisen (Fe)	13,37	11,72	12,54	16,30	15,58	13,46
bzw. Eisenoxydul (FeO)	15,38	15,30	16,41	20,28	21,20	18,41
Mangan (Mn)	0,20	0,19	0,16	0,19	0,24	0,16
Tonerde (Al_2O_3)	—	0,42	0,55	unter 0,1	0,28	Spur
Kalk (CaO)	1,68	1,29	1,21	1,39	1,82	0,84
Magnesia (MgO)	—	—	—	—	—	—
Phosphor (P)	0,26	0,11	0,35	0,15	0,16	0,28
bzw. Phosphorsäure (P_2O_5)	0,62	0,24	0,80	0,34	0,36	0,65
Schwefel (S)	Spur	Spur	Spur	Spur	Spur	Spur
Kohlensäure (CO_2)	9,64	10,56	9,29	12,68	13,42	10,84
(erforderlich für gefundenes CaO und FeO)	(9,89)	(10,37)	(10,37)	(13,49)	(14,38)	(11,91)
Wasser (bei 100°)	63,19	64,57	63,44	57,51	57,26	59,49
Glühverlust (ausschließl. CO_2 und H_2O bei 100°)	6,28	6,40	7,66	4,98	4,89	9,06
Rückstand	—	Spur	0,26	Spur	Spur	0,44
Fe auf wasserfreie Substanz verrechnet	36,32	33,08	34,30	38,36	36,45	33,23

Im Rösterz werden demnach 46—53 % Fe errechnet.

Die wichtigsten näheren Ergebnisse der Untersuchung sind folgende:

Wasser . . . . 60—65 %,
trotzdem stehen die Wände der Aufschlüsse in dem weichkäsigen Material gut.
In nasser Jahreszeit kann der Wassergehalt natürlich noch höher sein.

Eisenoxydul . . . 15,3 —21,2 %,
Kohlensäure . . . 9,29—13,42 %
Kalk . . . . . . 0,84— 1,82 %.

Kalk und Eisenoxydul sind an Kohlensäure gebunden. Schwefel und Rückstand: Spur bis einige Zehntel Prozent.

Des Interesses halber wurde berechnet, wieviel Kohlensäure für die Bindung des gefundenen Eisenoxyduls und Kalkes notwendig ist; es ergibt sich (s. die Tabelle) gute Übereinstimmung der errechneten Mengen mit den gefundenen Ergebnissen. In den meisten Fällen fehlt im Erz etwas Kohlensäure im Vergleich zur errechneten, weil eine winzige Menge des Eisenoxyduls trotz aller Vorsicht in Eisenoxyd übergegangen und eine geringe Menge des Kalkes nicht an Kohlensäure sondern an Phosphor gebunden ist.

Da der Rückstand nur bis 0,44% beträgt, handelt es sich also hier um das reinste Eisenerz, welches bisher nach meiner Kenntnis gefunden wurde.

Rechnet man den Eisengehalt auf wasserfreie Substanz um, so erhält man 33,08—38,36%. Geröstet

muß das Weiß-Eisenerz demnach ein Material mit 46—53% Eisen fast ohne Rückstand und mit außerordentlich wenig anderen Beimengungen ergeben.

Wenn man in Betracht zieht, daß wir in Deutschland Überfluß an sehr rückstandreichen, unter normalen Verhältnissen kaum verhüttbaren Eisenerzen haben, so kommt man zu dem Ergebnis, daß das Weiß-Eisenerz uns auch in bescheideneren Mengen gute Dienste bei der Mischung mit kieselsäurereicherem Material leisten wird.

Die mikroskopische Untersuchung und namentlich diejenige mit dem Metallmikroskop ergibt, daß es sich um ein Gel handelt, in welchem in spärlicher Menge Spateisensteinkristalle auftreten. Die Beteiligung von organischen Substanzen wechselt sehr; namentlich an der Grenze des Eisenkörpers gegen Torf kommt jedes Mischungsverhältnis mit Torf vor.

Van Bemmelen[2]) beschreibt schon 1900 kleine Nester von gleichem gelartigem Eisenerz im Torf von verschiedenen Stellen Hollands, die aber nur mineralogisches Interesse haben.

Die deutschen Vorräte an Weiß-Eisenerz sind zwar nicht sehr erheblich, immerhin dürften aber die bis jetzt gefundenen Erze einige hunderttausend Tonnen Rostspat ergeben, und die Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen.

Genesis: Da es sich um Anhäufungen von reinem kohlensauren Eisenoxydul handelt, liegt die Vermutung der Mitwirkung von Eisenbakterien nahe. Nach den Forschungen des Bakteriologen S. Winogradsky[2]) scheiden die Eisenbakterien in ihrer Hülle Eisenoxyd mit etwas Manganoxyd aus eisenoxydulhaltigem Wasser ab. Später haben auch H. Molisch und R. Lieske[3]), diese Abscheidung von Eisenoxyd mit Sicherheit festgestellt. Im allgemeinen zeigte sich aber, daß die Eisenbakterien sehr spärlich sind; sie wurden z. B. bei der Untersuchung vieler See- und Wiesenerze nur in drei Proben nachgewiesen.

---

[2]) Van Bemmelen, Über Siderit und Vivanit in Wiesenerzen usw., Ztschr. f. anorg. Chemie 1900, Bd. XXII.

[3]) S. Winogradsky, St. Petersburg, Botan. Ztg. 1888, Bd. **46**, S. 261.

[4]) H. Molisch, Die Pflanze in ihren Beziehungen zum Eisen. Jena 1892. — Die Eisenbakterien, Jena 1910.

R. Lieske, Untersuchungen über die Physiologie eisenspeichernder Hyphomyzeten. Jahrb. f. wissensch. Botanik 1911, Bd. **50**, S. 348 usw.

So verlockend auch im ersten Moment die Beteiligung von Eisenbakterien bei der Anhäufung des Weiß-Eisenerzes erscheint, so unmöglich erweist sie sich im vorliegenden Fall der Anhäufung von Eisen o x y d u l massen, da die Bakterien ja gerade bei ihrem Lebensprozeß Eisenoxydul in Eisenoxyd umwandeln.

Näher liegt die Abscheidung von Eisenerz mit Hilfe von Humussäure. OSSIAN ASCHAN[5]) in Helsingfors hat diesen Prozeß genauer untersucht. Die Humussäure befördert die chemische Zerstörung der Gesteine und nimmt Eisenoxydul auf, zuerst lösliches Ferrohumat bildend, welches nach und nach in Ferrihumat übergeht. Dieses scheidet sich sofort ab und läßt die dünnen irisierenden Oberflächenhäutchen entstehen, durch die sich morastiges Wasser häufiger auszeichnet. Zum Teil bleibt Ferrihumat in kolloidaler Lösung von hellerer oder dunklerer Farbe, später fällt es aber aus. Der in den Wasserläufen enthaltene Sauerstoff genügt völlig, um das lösliche Ferrohumat in lösliches Ferrihumat zu verwandeln. Durch die Zerstörung des Ferrihumats entstand dann nach und nach Eisenoxyd. Auch dieser Prozeß ist also nur bei oxydischen Eisenerzen zu gebrauchen, kann aber nicht der Erklärung größerer Anhäufung von Eisenoxydulkarbonat dienen.

VAN BEMMELEN denkt sich die ihm bekannten kleinen Anhäufungen von gelartigem Eisenoxydulkarbonat als sekundär aus Oxyd durch reduzierende Wirkung der Organismen entstanden.

Nach meinen Beobachtungen und den von meinem Kollegen Dr. BEHREND bereitwilligst ausgeführten Untersuchungen halte ich diese Erklärung für nicht stichhaltig. Die BEHRENDschen Versuche ergaben zunächst, daß das Eisenoxydulkarbonat-Gel nicht reversibel ist. Ich entnahm an Ort und Stelle aus frisch ausgehobenen Gruben zwei Wasserproben und zwar eine mit und eine ohne Suspension. Nach Beseitigung der Suspension erwiesen sich beide Proben als kolloidale Lösungen, in denen das Eisen in Form von Eisenoxydulkarbonat enthalten ist. Beim Filtrieren bildete sich beständig wieder kolloidale Lösung, und zwar bei Gegenwart des Sauerstoffs in oxydischer Form. Vor der Ultrafiltration und nach der Beseitigung der Sus-

---

[5]) OSSIAN ASCHAN, Die Humusstoffe usw. und ihre Bedeutung für die Bildung der Seerze Helsingfors 1906. — Auszug in Zeitschr. f. prakt. Geologie 1907, S. 56—62.

pension ergab die eine Probe 79, die zweite 72 mg FeO im Liter. Das Ultrafiltrat, in dem keine kolloidale Verbindung mehr nachweisbar war, enthielt noch Spuren von FeO.

Es wurde der Beweis geliefert, daß das unbeständige FeO als Kolloid im Wasser enthalten ist und sich auch trotz verhältnismäßig langer Berührung mit der Luft nachweisen läßt. Während bei weitem die Hauptmasse als kolloidales Ferrobikarbonat ($Fe\ CO_3$, H_2O, CO_2) gelöst war, zeigte der geringe Eisengehalt im Ultrafiltrat die Anwesenheit von molekularem (kristallinem) Eisenoxydulbikarbonat. Seine ursprüngliche Menge dürfte noch größer gewesen sein, da es schon beim Filtrieren zum großen Teil in den kolloidalen Zustand übergeht.

Das in Lösung befindliche Ferrobikarbonat wird an der Luft zu Ferrihydroxyd zersetzt.

Für die Genesis der Weiß-Eisenerzlagerstätten ist nach diesen Untersuchungen wichtig, daß sich in den fraglichen Lösungen Eisenoxydulkarbonat vorzugsweise in kolloidaler, untergeordnet in molekularer Form findet. Es steht weiter fest, daß die molekulare Form schon beim geringsten Anlaß in die kolloidale übergeht. Meine wiederholt geäußerte Auffassung, daß die natürlichen Lösungen Gemenge von molekularen und kolloidalen sind, besteht also auch hier zu Recht. Selbst wenn sich zunächst eine rein molekulare Lösung gebildet hätte, würde sie sich schnell, wenigstens teilweise in die kolloidale umwandeln. Es genügten vermutlich hierfür schon die Bewegung der Lösung und ihre Reibung am Gestein.

Die Beteiligung von Humussäure bei den Verwitterungsprozessen kann als sicher angenommen werden; sie begünstigt die Bildung von kolloidalen Eisenoxydullösungen. Zerstörend wirkt hier die Durchlüftung mit Sauerstoff; es wird nicht nur die Kohlensäure ausgetrieben und das Hydrat gebildet, sondern auch die lösliche Humusferroverbindung geht in die Ferriverbindung über.

Daß das Eisen in den Verwitterungslösungen zunächst oxydulisch auftritt, kann als feststehende Tatsache gelten, deckt sich auch durchaus mit den vorliegenden Untersuchungsergebnissen. Die Annahme VAN BEMMELENS, daß die Bildung von Eisenoxydulkarbonat-Gel durch Reduktion einer oxydischen Lösung durch organische Reste stattfinden müsse, halte ich also nicht für zutreffend. Notwendig ist aber möglichste Abhaltung des Sauerstoffs der Durchlüftungszone, weil die eisenoxydulische Lösung

sich nur kurze Zeit in der Sauerstoffatmosphäre hält. Tritt sie nun aber, wie in unserm Fall bald in Humusbildungen ein, um die Wasserkissen im Niederungsmoor auszufüllen, so wird sie vor der Einwirkung des Sauerstoffs geschützt und die Möglichkeit zur Bildung größerer Mengen von Eisenoxydulkarbonat ist gegeben. Der molekulare Teil der Eisenoxydullösung wird, je länger ihr Weg ist, immer kleiner zugunsten des kolloidalen Teils, so daß schließlich in der fast nur aus Eisenoxydulkarbonat-Gel bestehenden Lagerstätte lediglich vereinzelte Spateisensteinkristalle als Absatzprodukte des letzten Restes molekularer Eisenoxydulbikarbonatlösung liegen.

Wegen der leichten Zerstörbarkeit des gelförmigen Eisenoxydulkarbonats durch den Sauerstoff der Luft nimmt es nicht wunder, daß an den Stellen, wo das Gel-Eisenerz durch Beseitigung der Torfdecke angeschnitten ist, ein einige Dezimeter starker eiserner Hut entsteht. Das fälschlich bisher als Raseneisenerz bezeichnete Material unterscheidet sich von diesem durch eine pulvrige Form, welche es für den Hüttenmann in der Regel schwer verwendbar macht.

Ich komme also zu dem Ergebnis, daß es sich bei dem Weiß-Eisenerz um ein neues bauwürdiges Erz handelt, welches aus fast reinem Eisenoxydulkarbonat in Gelform besteht. Der kristalline Doppelgänger, der Spateisenstein, kommt in ihm nur in kleinen Mengen vor; das Weiß-Eisenerz lieferte ein ideales Rösterz mit 46—53% Eisen. Wenn die Weiß-Eisenerzmengen auch beschränkt sind, so können sie doch immerhin nach unserer bisherigen Kenntnis Material für einige hunderttausend Tonnen Rösterz liefern.

Interessant ist das Verhältnis des Weiß-Eisenerzes zum Raseneisenstein. Der Raseneisenstein ist ein oxydisches, in der Regel sehr rückstandsreiches Erz, das Weiß-Eisenerz fast chemisch-reines Eisenoxydulkarbonat mit meist nur Spuren von Rückstand. Beide haben aber völlig verschiedene Zusammensetzung.

Die ursprünglichen Lösungen waren bei beiden die gleichen; während sie sich aber beim Raseneisenerz in Gegenwart des Sauerstoffgehalts der Luft in flache Senken ergossen und ihr Eisengehalt in Form von Eisenhydrat ausflockte, wurden sie bei der Ausfüllung der Wasserkissen mit Weiß-Eisenerz durch die organischen Substanzen des Torfs vor der Einwirkung des Sauerstoffs geschützt,

so daß sich reines Eisenoxydkarbonat in Gelform erhalten und absetzen konnte.

Eine Diskussionsbemerkung des Herrn KOSSMAT veranlaßt mich, auf das Verhältnis des Weiß-Eisenerzes zu den Kohleneisensteinlagerstätten einzugehen. Ich habe in dem Vortrag den naheliegenden Vergleich mit Absicht vermieden, um bei der Industrie keine überschwenglichen Hoffnungen zu erwecken. Wenn auch das Weiß-Eisenerz sich in bezug auf die Ausdehnung seiner Vorkommen in keiner Weise vergleichen läßt mit den über ganze Verwaltungsbezirke ausgedehnten Kohleneisenlagerstätten, so ist die Genesis doch genau die gleiche. In einem amtlichen Bericht über das Weiß-Eisenerz habe ich auf diese Gleichheit ganz besonders hingewiesen und dem Gedanken Ausdruck gegeben, daß sich das Weiß-Eisenerz zu den Kohleneisensteinlagerstätten wie der Torf zu den Steinkohlenflözen verhält. Bei beiden ist die in der Natur beobachtete beliebige Vertretung des Eisenerzes durch Humusgestein im Profil in der Genesis bedingt.

Zusammenfassung: Das Weiß-Eisenerz ist fast reines Eisenoxydul-Gel und stellt Wasserkissenausfüllungen im Torf dar. Es hat also ganz verschiedene Genesis vom Raseneisenerz und ist gleichsam diluvialer bis rezenter Kohleneisenstein.

Normaltektonik, Salztektonik und Vulkanismus.

Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft zu Breslau am 29. Juli 1923

von Herrn H. STILLE in Göttingen.

Zum ersten Verhandlungsgegenstande unserer diesjährigen Tagung, den „wechselseitigen tektonischen Beziehungen zwischen Intrusivmassen und ihrer Umgebung“, nehme ich, entsprechend einer Bitte unseres Geschäftsführers, des Herrn CLOOS, gerade hier in Breslau mit umso größerer Freude das Wort, als unser Breslauer Kollege nicht nur die tiefenvulkanischen Probleme durch sehr exakte und originelle

Arbeitsmethoden in ein neues Licht gerückt, sondern dadurch auch der allgemeinen Erkenntnis tektonischer Probleme einen starken Antrieb gegeben hat[1]. Er hat uns vor allem gelehrt, die Aufzeichnungen, die der tektonische Druck im erstarrten Glutfluß hinterlassen hat, zu erkennen und zu deuten.

Wie in früheren Arbeiten, so möchte ich auch bei meinen heutigen Ausführungen die Zeitlichkeit des geologischen Geschehens weitgehend zugrunde legen.

Unter Verwertung der Meeresbewegungen als der besonders feinen Indikatoren der Bewegungen des festen Erdgerüstes kommt man zu der Vorstellung, daß die Epirogenese Intensitätsschwankungen von z. T. weltweiter Bedeutung zeigt, und man kommt damit zu einer „epirogenetischen Gleichzeitigkeitsregel", die eben besagt, daß die Veränderungen im Gange der epirogenetischen Bewegung in den verschiedensten Erdgebieten erhebliche gleichzeitige Gleichsinnigkeiten aufweisen. „Plio-epirogenetische" Zeiten sind solche, in denen die Festländer im allgemeinen verstärkt und in erweitertem Umfange aufsteigen, während die Meere sich einengen; in den „mio-epirogenetischen" Zeiten tritt dagegen ein stärkerer Ausgleich der Reliefverhältnisse, begleitet von einer Erweiterung der Ozeane auf Kosten der Festländer, ein.

Wie ich an anderer Stelle ausgeführt habe, suche ich, ohne andersartige Bewegungsursachen gänzlich ablehnen zu wollen, die Hauptursache sowohl der kurzfristigen orogenetischen, wie der langandauernden epirogenetischen Vorgänge in Stauungsvorgängen in der Erdkruste, und zwar treten die Orogenesen bei starker, die Epirogenesen bei schwacher Stauung ein. Aber auch der „schwache" epirogenetische Stauungsdruck, der zwar größere Einheiten unter schwacher Verbiegung derselben hebt oder senkt, aber noch nicht zu Gefügeveränderungen des Bodens führt, zeigt noch Intensitätsunterschiede, die nun in den allgemeinen Meeresbewegungen der epirogenetischen Zeiten zum Ausdruck kommen.

---

[1] Vgl. H. Cloos: „Über die Raumbildung tektonischer Massen", Diese Monatsber. 1918, S. 1.

„Geologie der Schollen in schlesischen Tiefengesteinen", Abh. Pr. Geol. Landesanst., N. F., 81, 1920.

„Der Mechanismus tiefvulk. Vorgänge", Samml. Vieweg, Heft 57, Braunschweig 1921.

Unter „Normaltektonik“ verstehe ich die Tektonik der Gesteine von „normaler“ Mobilität im Gegensatz zu den Lageveränderungen der hochgradig mobilen Massen. Schon sie zeigt sehr erhebliche qualitative und quantitative Unterschiede im Zusammenhang mit der Art des betroffenen Materials, insbesondere dem Grade seiner Mobilität, wobei ich die Mobilität wieder als die „Gefügigkeit gegen den tektonischen Druck“ definiere. Wir müssen m. E. sogar, wie ich früher zu zeigen versucht habe[2]), die Verschiedenheit der tektonischen Formen — von dem einen Extrem, dem Blockgebirge, bis zum anderen Extrem, dem Deckengebirge — nicht etwa durch Verschiedenartigkeit, kaum auch durch Verschiedengradigkeit der wirkenden Kräfte, sondern durch die Verschiedenartigkeit des betroffenen Materials erklären. Nicht verschiedene Kräfte haben gewirkt, sondern die gleichen Kräfte haben verschieden gewirkt, verschieden infolge der Verschiedenheit des Materials; „die Art der Gebirgsbildung ist in erster Linie die Funktion der Mobilitätsverhältnisse des betroffenen Bodens“ (l. c. S. 31), die Bruchbildung ist die Fortsetzung der Faltung des inzwischen andersartig gewordenen Materials. Ich befinde mich hier in Übereinstimmung mit Cloos, der auf ganz anderm Wege wie ich zu der Auffassung gekommen ist, daß Faltung und Bruchbildung nicht eigentlich grundsätzlich verschiedene Dinge sind, sondern daß, wie er sagt, die Bruchbildung eine „Fortsetzung der Faltung mit andern Mitteln“ ist (Cloos, 1921, S. 33), — mit andern Mitteln, weil eben das Material jetzt andersartig ist (ebenda, S. 63). Ich verweise auch auf die Bezeichnung der Bruchbildung durch Machatschek[3]) als einer „intentionellen“ Faltung.

Wir können nun eine Mobilitätsreihe der Stoffe bzw. Stoffkomplexe aufstellen; an dem einen Pole (Stabilitätspol) steht das kristalline oder durch Faltung und erstarrte Intrusionen versteifte Massiv, am andern Pole (Mobilitätspol) der Glutbrei.

Der Vulkanismus ist für Cloos eine „Tektonik mit hochmobilem Material“. Im erstarrten Gestein, so zeigt

---

[2]) „Über Hauptformen der Orogenese und ihre Verknüpfung“, Nachr. Kgl. Ges. d. Wiss., Göttingen, Math.-Phys. Kl., 1918, Sep.-Abdr., S. 20 ff.

[3]) F. Machatschek: „Über epirogenetische Bewegungen“, Penck-Festschrift, 1918, S. 11.

uns Cloos in seinen Schriften, sind die Wirkungen der gleichen Kräfte aufgezeichnet, die auch die weniger mobilen Massen bewegt haben.

Wie ordnet sich diese Tektonik des hochgradig mobilen Materials nun den Erfahrungen über die Zeitlichkeit des tektonischen Geschehens, wie ordnet sie sich der Einteilung der tektonischen Vorgänge in Orogenesen und Epirogenesen ein?

Vom Vulkanismus nehmen wir zunächst mit Cloos die aus Gasspannung sich entwickelnden reinen Explosionserscheinungen aus. Es bleibt der Vulkanismus der Tiefen, der im Sinne von Cloos an tektonische Vorgänge, an Faltung und Zerspaltung der Erdkruste, anschließt; es bleiben auch die gewaltigen Massenergüsse, deren Empordringen hinsichtlich der Art der treibenden Kräfte mit den Tiefenintrusionen in Parallele zu setzen ist. „Bei seinem Vortrieb gegen die Oberfläche steht das Magma unter Seitendruck" (Cloos, 1921, S. 71).

Wie weit sind diese Vorgänge an die „gebirgsbildenden" (orogenetischen), d. h. an jene relativ kurzen Zeiten gebunden, in denen in der „Normaltektonik" die Gefügeveränderungen (Faltungen, Überschiebungen, Verwerfungen usw.) zustande kommen?

Für eine Reihe von hochbedeutsamen tiefenvulkanischen Vorgängen ist das zeitliche Zusammenfallen mit Orogenesen oder doch ihr Erfolgen im unmittelbaren Anschluß an diese erweisbar. Ich denke z. B. an die gewaltigen Intrusionen im Anschluß an die große jungjurassische Faltung des pazifischen Nordamerikas und an die gleichzeitigen lakkolitischen Intrusionen in der Krim; ich denke ferner z. B. an die „jüngeren" Granite Schottlands, die die jüngstsilurisch entstandenen kaledonischen Falten durchsetzen und andererseits als Gerölle bereits im tiefsten Old Red enthalten sind. Aber nur in Ausnahmefällen ist eine wirklich genaue Altersbestimmung der Intrusivvorgänge ausführbar und damit ihr zeitliches Gebundensein an orogenetische Phasen nachzuweisen. Diskordante Serien, deren wir uns zur Altersfestsetzung geologischer Vorgänge zu bedienen haben, pflegen erst nach längerer Zeit auf den intrudierten Massen, nämlich erst nach deren Bloßlegung, zum Absatz zu kommen, und so liegt im allgemeinen ein erhebliches Zeitintervall zwischen dem jüngsten noch von der Intrusion betroffenen Formationsgliede und den über der Intrusion

transgredierenden Deckschichten, in denen die Intrusiva oder ihre Kontaktprodukte als Gerölle auftreten. So ist z. B. hinsichtlich der Zeitlichkeit der granitischen Intrusionen des Harzes nur zu sagen, daß sie jünger sind als Culm und die nachculmische Faltung und älter als das jüngere Oberkarbon, während das ältere Oberkarbon im Harzgebiete keine Vertretung hat, und damit könnten sie im Ausgange der sudetischen Faltung (zwischen Culm und unterem Oberkarbon) oder in der asturischen Faltungsphase (zwischen Saarbrücker und Ottweiler Schichten), aber schließlich auch in der anorogenetischen Zwischenzeit zwischen der sudetischen und der asturischen Phase eingetreten sein. Der Auffassung des zeitlichen Zusammenhanges von Faltungen und Intrusionen widerspricht natürlich nicht, daß viele große Faltungen von magmatischen Intrusionen nicht begleitet gewesen sind, — wenigstens soweit der Faltenbau unserer Beobachtung zugänglich geworden ist. Das trifft z. B. für die Alpenfaltung zu, worauf Albert Heim ganz besonders hingewiesen hat, und hier mag, wie Heim annimmt, die „horizontale Zusammenstauung, wie sie in den Alpen gewirkt und die Erdrinde vermehrfacht hat", dem Magma den Aufstieg verwehrt haben[4]). Auch in den älteren Phasen der saxonischen Gebirgsbildung Mitteldeutschlands kennen wir, wie überhaupt im mitteldeutschen Mesozoikum, keinerlei vulkanische Vorgänge. Häufig mag in den Faltengebirgszonen die Sachlage die sein, daß in einer ersten orogenetischen Phase Faltung ohne stärkere Intrusionen, in einer späteren Phase aber eine niedrigere Form der Gebirgsbildung, begleitet von Intrusionen, eintritt. Wir halten jedenfalls fest, daß die zeitliche Zugehörigkeit zu orogenetischen Phasen wenigstens für manche hochbedeutsame Intrusionsvorgänge erweisbar, für viele andere wahrscheinlich ist.

Andererseits kennen wir aber in großer Zahl vulkanische Vorgänge aus anorogenetischen Zeiten, und zwar keineswegs nur solche, die als Explosionserscheinungen infolge von Gasspannungen erklärt werden könnten, sondern auch solche, die hinsichtlich ihrer Ursachen an den Tiefenvulkanismus anzuschließen sind.

Um bei den mitteldeutschen Verhältnissen zu bleiben, so haben wir hier ja einen ganz besonders starken Vulkanis-

---

[4]) Albert Heim: „Geologie der Schweiz", Bd. II, S. 965.

mus in der Rotliegendzeit, und es ist nun wichtig, daß er sich nicht oder doch höchstens ausnahmsweise an der Grenze von Unter- und Oberrotliegend, d. h. zur Zeit der saalischen Faltung, sondern fast ausschließlich und jedenfalls am allerkräftigsten in der anorogenetischen Zeit des Unterrotliegenden (Unter- und Mittelrotliegend im Sinne der sächsischen Gliederung) ereignet hat. Ich denke z. B. an die gewaltigen Ergüsse der Halleschen Gebiete oder diejenigen des Südharzes. Auch die basaltischen Ergüsse Mitteldeutschlands sind, soweit ihre genaue Altersfeststellung möglich ist, wenigstens in der Hauptsache nicht in den orogenetischen Phasen, sondern in den anorogenetischen Zeiten, die zwischen diesen Phasen liegen, eingetreten. Ganz augenscheinlich sind aber die plio-epirogenetischen Zeiten von den Intrusionen und Massenergüssen gegenüber den mio-epirogenetischen bevorzugt. Ein besonders gutes Beispiel bietet in diesem Sinne wieder die ältere Dyas, die schon durch die große Einschränkung der damaligen Meere sich als plio-epirogenetisch erweist.

Es wird nicht ganz leicht sein, für Tiefengesteinsintrusionen den sicheren Beweis ihres Gebundenseins an epirogenetische Zeiten zu erbringen, wie allerdings auch der Beweis des Gegenteils nur in Ausnahmefällen sicher zu führen ist. Über die Schwierigkeiten derartiger Beweisführungen wurde ja schon oben gesprochen. Sollte aber dieser Nachweis einmal möglich sein und sollte man auch in solchen Granitmassiven jene Erscheinungen beobachten, die wir mit Cloos als die Auswirkungen seitlichen Druckes vor, während und nach der Erstarrung des Magmas anzusprechen haben, so würde sich dadurch eine neue Stütze der von mir vertretenen Auffassung, daß auch in den Zeiten der Epirogenese seitlicher Druck geherrscht hat, ergeben. In den Ergußgesteinen machen sich natürlich derartige Druckwirkungen im allgemeinen nicht bemerkbar. Aber schon ihr Hervorquellen ist im Sinne der Cloosschen Gedankengänge eine Folge von Druckwirkungen im Untergrunde, und damit liegt im Sinne dieser Gedankengänge auch schon im Auftreten großer Eruptivdecken in anorogenetischen Zeiten ein Hinweis auf damalige Druckwirkungen.

Wie nun der seitliche Druck das Hauptmotiv, gewiß aber nicht das einzige Motiv beim Zustandekommen tektonischer Vorgänge ist, so mögen auch bei der Aufwärtsbewegung der magmatischen Massen andere Motive, z. B. solche isostatischer Art, in Einzelfällen mitsprechen.

Hinsichtlich der „Tektonik“ des mobilsten Materials, des Glutbreies, versagt also unsere Unterscheidung von Orogenese und Epirogenese. Nicht nur der starke Druck der orogenetischen Zeiten, sondern auch schon der schwächere der epirogenetischen Zeiten, — insbesondere, wie es scheint, der plio-epirogenetischen, — vermag Lageveränderungen des Magmas hervorzurufen, die wir unter Zugrundelegung der Definition für Oro- und Epirogenese (Strukturveränderungen des Bodens!) als orogenetische zu klassifizieren haben würden.

Es schlägt sich nun von der Normaltektonik zum Vulkanismus, wie hinsichtlich der Phänomene, so auch hinsichtlich der Zeitverhältnisse und damit der unzureichenden Unterscheidbarkeit von Orogenese und Epirogenese eine Brücke über die Salztektonik.

Was die Phänomene anlangt, so finden wir ja schon im nichtsalinaren Gebirge Übergangsformen zu vulkanischen Intrusionen. Ich erinnere an ZIMMERMANNS[5]) „eruptives Röt“, — d. h. sein Auftreten „mehr ähnlich dem eines Eruptivstockes als eines Horstes“, oder an Ausführungen von CLOOS über das Anschwellen mobiler Gesteinskomplexe in Faltenköpfen nach Art der vulkanischen „Phakolithen“ HARKERS. Ich selbst habe vor einigen Jahren von „injektiven“ Faltungen gesprochen[6]), indem ich zwischen dem tektonischen Vorschub von gewissen relativ mobilen Gesteinsmassen und vulkanischen Injektionen die Parallele zog; ich führte aus, daß sie bald abwärtig („dejektiv“), bald aufwärtig („ejektiv“) erfolgen, dabei immer im Sinne des Druckgefälles, d. h. aus den mobileren und deshalb stärker gestauten Zonen in die resistenteren und deshalb weniger gestauten, also in die Zonen relativer Dehnung, wie ich damals sagte; ich verweise im Anschluß hieran an die Ausführungen von CLOOS über die Intrusion der vulkanischen Massen in Dehnungszonen. Noch ganz anders besteht hinsichtlich der Phänomene Ähnlichkeit zwischen Vulkanismus und Salz.

HARBORT[7]) sprach vom Aufsteigen des Salzbreies nach

---

[5]) E. ZIMMERMANN: Wissensch. Bericht über Aufnahmen auf den Blättern Stadtilm und Plauen, Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst., 1889, S. LIV.

[6]) H. STILLE: Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen, Geol. Rundsch., Bd. VIII, S. 89 ff.

[7]) Vgl. u. a. E. HARBORT: Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste, Diese Monatsber., 1910, S. 330 und 331.

Art eines Glutbreies, RINNE[8]) von „Injektionen" und „Injektionshorsten" von Salz, und ich selbst habe diesen Gedanken weiter zu entwickeln versucht und dabei die Bezeichnung „Salzstock" im Vergleich mit dem Eruptivstock gebraucht („Injektivfaltung usw." l. c. S. 136).

Lockerungszonen werden kompensiert, so führt CLOOS aus, teils von unten durch Intrusion, teils von oben durch Einbruch, und so spricht CLOOS von der „plutonischen und tektonischen Lösung eines Raumproblems". In dem viel behandelten „Allertalgraben" steckt ein Streifen mächtigen Salzgebirges unter versenkten jüngeren Schichten. Das Salz ist von unten aufgepreßt, die Grabenschichten kamen von oben. Hier haben wir also eine Kombination von salinarer und normaltektonischer Lösung eines Raumproblems[9]).

Ich habe in früheren Jahren mit Nachdruck die Auffassung vertreten, daß sich das Salzgebirge hinsichtlich der Zeitlichkeit seiner tektonischen Umformung und insbesondere seiner Aufwärtsbewegung wie die übrigen Gesteine des deutschen Bodens verhalten hat. Die Zeitlichkeit der tektonischen Vorgänge bestimmen wir ja mit Hilfe der Diskordanzen, — und ich machte geltend, daß wir in den Salzzonen über und neben dem Salz keine anderen Diskordanzen, wie im nichtsalinaren Gebirge, finden. Im Gegensatz zu dieser Vorstellung der wie bei den übrigen Gesteinen episodischen Aufwärtsbewegung des Salzes in bestimmten tektonischen Phasen ist zwar vielfach, so besonders von HARBORT, die Aufwärtsbewegung des Salzes als kontinuierlich aufgefaßt worden. Ich habe aber die Forderung erhoben, daß zur Stütze dieser Auffassung zunächst einmal nachgewiesen werden müßte, daß sich Diskordanzen über oder neben dem Salz finden, die sonst fehlen. Diese Forderung ist bis 1920 nicht erfüllt worden, und bis dahin waren damit alle Behauptungen über die Bewegung der Salzmasse außerhalb der orogenetischen Phasen oder gar über die Kontinuität der Aufwärtsbewegung

---

[8]) F. RINNE: „Metamorphosen von Salzen und Silikatgesteinen", 7. Jahresber., Niedersächs. Geol. Ver., 1914.

Derselbe: „Die geothermischen Metamorphosen und die Dislokationen der deutschen Kalisalzlagerstätten", Fortschritte der Mineralogie, Bd. 6, 1920, S. 122.

[9]) Vgl. G. BRINCKMEIER: Geologische Studien am Allertalgraben. Kurzes Referat im Jahrb. d. Philos. Fakult. Göttingen, 1921, II. Teil, Nr. 17. Die Arbeit erscheint in Volldruck im Jahrbuch der Preuß. Geolog. Landesanstalt.

des Salzes unbewiesen. Aber nunmehr kommt K. Gripp das Verdienst zu, für die Salzpfeiler von Lüneburg und Hamburg Bewegungen nachgewiesen zu haben, die außerhalb der bis dahin angenommenen orogenetischen Phasen liegen[10]).

Gripp beruft sich hinsichtlich der Zahl der saxonischen Bewegungsphasen auf meine älteren Ausführungen; aber diese bedürfen der Ergänzung und sind von anderen und mir zum Teil auch schon dahin ergänzt worden, daß die Zahl der Bewegungsphasen größer ist, als es vor 10 bis 20 Jahren geschienen hat, als es galt, zunächst überhaupt einmal ältere Gebirgsbildungen neben den nach früherer Auffassung einzig eingetretenen jungtertiären zu Ansehen zu bringen. So sind, was für die von Gripp behandelten Fälle zu berücksichtigen ist, jetzt nicht nur vor- und nachmiocäne, sondern auch intramiocäne Orogenesen bekannt, und auch im Diluvium gibt es mindestens eine Phase mit echten orogenetischen Vorgängen, wie solche auch in den von Gripp hervorgehobenen quartären Aufpressungen der Gipsberge von Lüneburg und Segeberg zum Ausdruck kommen. Aber trotzdem bleiben Aufwärtsbewegungen der erwähnten Salzpfeiler auch in solchen Zeiten bestehen, die in der Normaltektonik sich überall als anorogenetisch zu erweisen scheinen, z. B. im Verlauf des jüngeren Miocäns.

Ich kann hinsichtlich der Schlußfolgerungen aber nicht so weit gehen, wie Gripp. Ich halte auch für die jüngere Zeit die Kontinuität der Aufwärtsbewegung des Salzes noch nicht für erwiesen, wenn ich auch als grundsätzlich wichtiges und neues Ergebnis der Grippschen Arbeiten anerkenne, daß das Salz *auch in Zeiten, die wir für die nichtsalinaren Gesteine als anorogenetisch auffassen müssen*, unter besonderen Verhältnissen disloziert und aufwärtsbewegt worden ist, und wenn ich auch schließlich zugeben will, daß sich eine solche salzauftreibende „Episode" einmal etwas länger hingezogen haben könnte, als für die „normaltektonischen" Orogenesen anzunehmen ist. Die erwähnten Sonderverhältnisse liegen wohl in der ganz ungewöhnlich großen Mächtigkeit des Deckgebirges, die dem in seiner Hauptmasse entsprechend tief versenkten Salze einen besonders hohen Grad von

---

[10]) K. Gripp: Steigt das Salz zu Lüneburg, Langenfelde und Segeberg episodisch oder kontinuierlich auf? 13. Jahresber. Niedersächs. geol. Ver., 1920, S. 1 ff.

Mobilität gab. Sind doch auch nach Gripp erst in jüngerer Zeit die „anormalen" Verhältnisse eingetreten, d. h. in Zeiten, in denen das Salz infolge der weit fortgeschrittenen Sedimentationen des Niederdeutschen Beckens besonders tief versenkt war, während für ihn, wie auch für Harbort, die älteren Bewegungen der Salzmassen im Sinne der von mir vertretenen Auffassungen noch an die orogenetischen Phasen der saxonischen Faltung gebunden sind.

Ich sage also nach wie vor, daß eine Kontinuität der Aufwärtsbewegung der nordhannoverschen Salzpfeiler, geschweige denn der weit weniger versenkten Salzmassen Mitteldeutschlands, nicht erwiesen ist, wie ja auch Cloos die Kontinuität des magmatischen Aufstiegs ablehnt. Zugeben kann ich nur das Aufsteigen des Salzes auch in Zeiten, die sich im Normalgestein als anorogenetisch erweisen. Es handelt sich um Ausnahmeerscheinungen, die uns aber verständlich werden, wenn wir das Salz als Mittelglied zwischen Normalgestein und Magma betrachten. Der epirogenetische Druck, der zu schwach ist, um in den stabileren „Normalgesteinen" Lageveränderungen von orogenetischer Art hervorzurufen, vermag den Glutbrei hochzutreiben. Er vermag dieses, wenn er entsprechend gesteigert ist, ohne aber schon das Stadium des orogenetischen Druckes erreicht zu haben, in Ausnahmefällen auch schon mit dem Salz zu tun, nämlich dann, wenn dem Salzgestein ein selbst für die Salzverhältnisse besonders hohes Maß von Mobilität zukommt. Und wenn dann der für diesen Salzauftrieb erforderliche Druck einmal etwas länger anhält, so mag sich auch schließlich eine solche Aufstiegperiode einmal etwas verlängern. Rein theoretisch wäre wohl anzunehmen, daß, wie für den Glutbrei, so auch für den Salzbrei insbesondere in den plio-epirogenetischen Zeiten ein anorogenetischer Aufstieg in Frage kommen müßte. Leider ist die Identifizierung des marinen Miocäns Nordhannovers mit dem limnischen jüngeren Miocän Hessens noch nicht ausreichend durchführbar, und so ist die interessante Frage einstweilen nicht zu beantworten, ob jene anormalen jungtertiären Salzaufstiege in Nordhannover etwa zeitlich zusammenfielen mit großen Basaltaufstiegen in Hessen, ob also eine gleichzeitige Drucksteigerung die mobilen Massen in Mittel- und Norddeutschland — hier das Magma, dort das Salz — hochtrieb.

Vor etwa $2^3/_4$ Jahren habe ich in einem Vortrage vor der Deutschen Geologischen Gesellschaft die Verwirrung

zu beheben versucht, die hinsichtlich der Begriffe Orogenese und Epirogenese besteht[11]). In weitgehender Anlehnung an G. K. GILBERT, den Autor des Begriffes Epirogenese, aber im starken Gegensatz zu HAUG und den vielen, die ihm folgen, habe ich definiert

die Orogenese als die episodischen Gefügeveränderungen,
die Epirogenese als die säkulären, weitspannigen Bewegungen, die das Gefüge sozusagen intakt lassen.

Eine Doppeldefinition wurde also gegeben, und zwar

a) nach Zeit bzw. Zeitdauer (episodisch bzw. säkulär),
b) nach Vorgangsart (Gefügeveränderungen bzw. Beibehaltung des tektonischen Gefüges).

Diese Doppeldefinition gilt aber, wie wir nunmehr gesehen haben, nur für die Normaltektonik, nicht aber auch für die Bewegungen der hochmobilen Massen (Magma und zum Teil auch Salz).

Die Grenze zwischen der Orogenese und der Epirogenese verschwimmt schon etwas bei den sehr stabilen Erdeinheiten, indem diese in den orogenetischen Zeiten zum Teil nach mehr epirogenetischer Art bewegt werden, während Gefügeveränderungen (Dislokationen) immer mehr zurücktreten. Solche Bewegungen von epirogenetischer Art in orogenetischen Zeiten, die einen Grenzfall bilden in der langen Formenreihe der Orogenesen, habe ich als „synorogenetisch" (l. c. S. 205) bezeichnet.

Hinsichtlich der mobilsten Stoffe ist eine grundsätzliche Unterscheidung ihres Verhaltens in orogenetischen und epirogenetischen Zeiten, wie wir gesehen haben, nicht zu machen, denn in beiden wird das Magma hochbewegt.

Auch das Salz zeigt, wie wir sahen, in für die Normaltektonik anorogenetischen Zeiten — besonders wohl in den plio-epirogenetischen — unter gewissen Verhältnissen schon Vorgänge von orogenetischer Art.

Wie die „synorogenetischen" Vorgänge solche von epirogenetischer Art in orogenetischen Zeiten sind, so könnte man vielleicht in bezug auf die hochmobilen Stoffe des

---

11) H. STILLE: Die Begriffe Orogenese und Epirogenese. Diese Zeitschr., 1919, Bd. 71, S. 164—208.

Erdkörpers von „synepirogenetischen“ Vorgängen sprechen, d. h. von Vorgängen von orogenetischer Art in epirogenetischen Zeiten[12]).

Wir sprachen oben von einer Mobilitätsreihe, — an dem einen Pol steht das versteifte Grundgebirge, an dem anderen der Glutbrei.

An dem einen Pol vermag noch nicht einmal der orogenetische Druck nennenswerte orogenetische Reaktionen zu schaffen, am anderen vermag dieses schon der epirogenetische oder wenigstens der plio-epirogenetische.

Für diese Endglieder der Mobilitätsreihe gilt nicht mehr die Definition der Begriffe Orogenese und Epirogenese nach Zeitlichkeit und nach Art, vielmehr ergeben sich Mittelformen, die zeitlich mit der einen, artlich mit der anderen der beiden großen Kategorien tektonischen Geschehens zusammenfallen.

Dabei steht die „Synepirogenese“ der Orogenese näher, als der Epirogenese, denn

1. sie stimmt mit ihr artlich überein (Gefügeveränderungen),
2. sie ist gleich der Orogenese ein episodischer — wenn vielleicht auch einmal ein verlängert episodischer — Vorgang, nur ist die Zahl der Bewegungsepisoden größer als die Zahl der normaltektonischen Orogenesen, denn hinzu kommen Zeiten, die in der Normaltektonik als anorogenetisch gelten müssen.

Was für den Glutbrei und in beschränkter Weise auch für das Salz zuzugeben ist, nämlich die Bewegung nach orogenetischer Art auch zu Zeiten, die sich in Gesteinen von „normaler“ Mobilität als nur epirogenetisch erweisen, kann natürlich auch für andere Massen von ungewöhnlich großer Mobilität nicht in Abrede gestellt werden. Darin liegt, daß das orogenetische Zeitgesetz für sehr tiefe und deshalb hochmobile Erdzonen nur noch eine bedingte und schließlich in noch tieferen Zonen überhaupt keine Gültigkeit mehr besitzt, indem dort auch in den sonst „anorogenetischen“ Zeiten das Lagegefüge sich verändert.

[12]) „Syn“ wird in den Bezeichnungen synorogenetisch und synepirogenetisch gebraucht im Sinne von „gleichzeitig mit“.

Paläophysiologie (Paläobiochemie) und ihre geologische Bedeutung.

Vortrag gehalten auf der Hauptversammlung in Breslau am 30. Juli 1922.

Von Herrn J. SAMOJLOFF in Moskau.

Im Verlaufe der letzten Jahre sind unter meiner Leitung Untersuchungsarbeiten an den in Rußland vorhandenen Phosphorit-Lagerstätten ausgeführt worden[1]). Dank dieser Arbeiten verfüge ich über eine Reihe von Mineralien, die stratigraphisch genau charakterisiert sind.

Unsere Untersuchungen an den Phosphorit-Lagerstätten begannen im Jahre 1908; und zwar im nordöstlichen Teil des europäischen Rußlands. Gleich im ersten Jahre unserer Feldarbeiten kamen wir im Gouvernement Kostroma zu der Feststellung von einigen Baryt-Vorkommen.

Alle diese Baryt-Vorkommen gehören zum Oberen Jura und zwar zum Oxford-Sequan-Horizont. Durch diese genau bestimmte Lage wurde meine Aufmerksamkeit in erhöhtem Maße auf diese Mineralvorkommen gelenkt. Im Laufe des zweiten Jahres unserer Arbeiten wurden weitere Vorkommen von Schwerspat festgestellt, die sämtliche demselben geologischen Horizont angehörten. Andererseits konnte bei noch so genauer Untersuchung der Mineralien aus anderen geologischen Horizonten das Vorhandensein von Baryt nicht festgestellt werden. Das gesammelte Material gestattete mir eine genaue geologische Beschreibung von 9 Barytvorkommen[2]):

1. Dorf Usolje am Fluß Unja (linker Nebenfluß der Wolga); 2. Dorf Dimitriewo am Fluß Unja; 3. Dorf Obrosimowo am Fluß Neljscha (linker Nebenfluß der Neja); 4. Dorf Fedikowo am Fluß Neja (rechter Nebenfluß der Unja); 5. Dorf Pogost am Fluß Neja; 6. Dorf Tikbolowo am Fluß Neja; 7. Dorf Oginez am Fluß Gelwatj (linker

---

1) Berichte über die geologischen Untersuchungen der Phosphoritlagerstätten Rußlands, redig. von J. SAMOJLOFF. I. bis VIII. B. M. 1909—1918 (russ.).

2) J. SAMOJLOFF: Bullet. de l'Académie des Sciences. Petrograd. 1910, IV (2), S. 857 (russ.).

Nebenfluß der Wolga); 8. Dorf Dolgowo in der Nähe des Dorfes Nawoloki, westlich der Stadt Kineschma; 9. Dorf Puschkino, südwestlich von Kostroma.

In den genannten Vorkommen ist der Baryt an Tone gebunden und findet sich in Form von sehr charakteristischen Knollen, oder er füllt die Risse und Hohlräume von Mergelseptarien, mitunter auch von Phosphorit-Konkretionen aus.

Alle diese Lager sind über ein sehr großes Gebiet verteilt und zwar auf eine Fläche, die etwa 120 Kilometer in der Breite und etwa 100 Kilometer meridional mißt. Diese Fläche schließt Teile der Kreise Kologriw, Makarjew, Kineschma und Kostroma des Gouvernements Kostroma ein.

Selbstverständlich ist kein Grund dafür vorhanden, daß das Vorkommen von Schwerspat in diesen Gebieten des Gouvernements Kostroma auf die genannten neun Punkte beschränkt ist. Im Gegenteil, wenn wir berücksichtigen daß die beschriebenen Barythandstücke rein zufällig gefunden und gesammelt wurden, denn unser Hauptaugenmerk war bei den geologischen Arbeiten in erster Linie natürlich auf das Studium der Phosphorit-Lagerstätten gerichtet, so müssen wir annehmen, daß neben diesen Barytvorkommen noch weitere vorhanden sind, daß das bezeichnete Gebiet mithin durch ein weitverzweigtes Vorkommen von Schwerspat ausgezeichnet ist.

Umgekehrt konnte das jeweilige Vorhandensein des Schwerspats für das betreffende Gebiet als bestimmend für das geologische Alter angesehen werden, so daß das Mineral fast die Rolle eines „Leitfossils“ spielte.

Fortschreitend mit unseren Arbeiten über die Phosphoritlagerstätten, die sich in südöstlicher Richtung bewegten, erreichten wir das Territorium des Gouvernements Kasan. Auch hier fand sich Schwerspat, in der Nähe des Dorfes Osernoje-Abisowo des Kreises Jadrinsk, und zwar in großen Mergelknollen der Sequantone[3]).

120 km südöstlich des Dorfes Baikowka des Kreises Tetjuschi des Gouvernements Kasan wurden wiederum runde Mergelknollen gefunden mit eingeschlossenem Schwerspat. Diese neu entdeckten Vorkommen des Baryts befinden sich in einer sehr bedeutenden Entfernung, nämlich

[3]) J. SAMOJLOFF: Bullet. de l'Académie des Sciences. Petrograd. 1912, VI (2), S. 939 (russ.).

ungefähr 250 km von den Lagerstätten des Oxford-Sequan-Baryts im Gouvernement Kostroma; dessen ungeachtet sind sie von demselben Typus und gehören denselben geologischen Horizonten an wie die kostromaschen Baryte.

Alle diese beobachteten Lagerstätten erinnerten unwillkürlich an frühere Angaben[4]) über die „Schwerspatbälle am Ufer der Sura und Piana", wo die Sequantone sehr verbreitet sind. Diese zwei Flußläufe befinden sich nicht weit von dem Barytvorkommen im Gouvernement Kostroma und es ist wahrscheinlich, daß die erstgenannten Schwerspatbälle demselben geologischen Horizont angehören.

Und tatsächlich wurden bereits nach zwei Jahren bei unseren fortschreitenden Untersuchungen der Phosphorit-Lagerstätten Schwerspatvorkommen an mehreren Punkten gefunden, und zwar in der Nähe des Dorfes Sobatschij Ostrow, am rechten Ufer des Flusses Malaja Medjanka, und in der Nähe des Dorfes Ratowa am linken Ufer der Sura. Ferner wurde Baryt in demselben Rayon in der Nähe des Dorfes Ratowa in Phosphatknollen gefunden. Diese Knollen waren in etwas jüngere graue Mergeltone des Kimmeridge eingeschlossen.

Baryt wurde ferner in demselben Horizont noch gefunden bei dem Dorfe Mineschino, an einem Abhang, der zu dem Flußlauf des Piana gehört, und in der Nähe des Dorfes Rjapino, am linken Ufer der Sura. Mithin finden sich Barytablagerungen sowohl im Oxford-Sequan als auch im Kimmeridge. Bemerkt soll noch werden, daß in den genannten Vorkommen der Gouvernements Kostroma und Kasan die Kimmeridgeablagerungen durchaus nicht so verbreitet sind, wie im Kreise Kurmisch des Gouvernements Simbirsk.

Vor vielen Jahren habe ich in einer meiner Arbeiten, die der Kristallographie des Baryts gewidmet war, Kristalle dieses Minerals beschrieben[5]), die ich aus einer sehr entfernten Gegend erhalten hatte, und zwar aus dem Rayon des Flusses Ischma und deren Nebenfluß Uchta im Flußlauf der Petschora.

---

[4]) J. G. Georgi: Geographisch-physikalische und naturhistorische Beschreibung des Russischen Reiches. Königsberg. 1798, Th. III, S. 142.

[5]) J. Samojloff: Zur Krystallographie des Baryts. Bullet. des Natural. de Moscou. 1902, XVI, S. 228.

Diese Baryte sind sehr ähnlich denjenigen des Kostromaschen Rayons. Wie diese sind sie in Knollen eingeschlossen, die in dunklem Juraton liegen. Zu jener Zeit interessierte mich die Frage nach dem geologischen Alter dieses Minerals nicht. Nach dem Stand unserer heutigen Kenntnisse von der Juraformation dieser entfernten Gebiete gehören die Ablagerungen mit großer Wahrscheinlichkeit ebenfalls zu dem Oxford-Kimmeridge.

Mithin haben wir es mit der Tatsache zu tun, daß Vorkommen von Baryt, die durch gewaltige Entfernungen von einander getrennt sind, genau demselben geologischen Alter angehören. Der petrographische Charakter der Ablagerungen des Oberen Jura und der Unteren Kreideformation dieser Gegend ist jetzt (mit alleiniger Ausnahme des sehr entfernten Rayons des Flusses Petschora) infolge der hier vorgenommenen geologischen Arbeiten genügend bekannt und erforscht.

Der petrographische Charakter erklärt nun keineswegs das Vorkommen des Baryts gerade nur in diesen Oxford-Kimmeridge-Schichten.

Ebenso ist es unwahrscheinlich, daß der Baryt sekundär entstanden ist, wie man ja oft ähnliche Vorkommen verschiedener Mineralien erklärt. Alle Bedingungen dieser Barytvorkommen zwingen mich vielmehr zu der Annahme, daß diese primär sind[6]) und daß sie zusammen mit demjenigen Material sich abgelagert haben, in dem sie sich heute vorfinden.

Die dem Oxford-Kimmeridge angehörenden Tone, in denen der Baryt vorkommt, sind Meeresablagerungen und es ist nun selbstverständlich die Frage zu prüfen, ob sich Baryt in den rezenten Ablagerungen des Meeresbodens ebenfalls vorfindet.

Unsere Kenntnisse auf diesem Gebiet sind sehr gering, dessen ungeachtet verfügen wir über interessante Daten von JONES[7]), der im Jahre 1888 Schwerspatknollen beschreibt, die in der Nähe von Kolombo in einer Tiefe von 1235 m auf dem Meeresgrunde gefunden wurden.

---

[6]) Über primäre Vorkommen von Baryt und Cölestin vgl. K. ANDRÉE, Neues Jahrb. f. Mineralogie. 1914, B.-B. XXXVII, S. 343 und A. BERGEAT: Zeitschr. für prakt. Geologie. 1914. XXII, S. 237.

[7]) E. JONES: Examination of nodular stones obtained by trawling off Colombo. Records of Geologic. Survey of India. 1888, XXI, S. 35.

Diese Baryte sind nun, was ihr Äußeres, ihre Zusammensetzung, sowie ihre mikroskopische Struktur betrifft, sehr ähnlich mit den oben beschriebenen russischen Vorkommen. Tatsächlich stimmt die Beschreibung von JONES auf das genaueste mit der Charakteristik unseres Baryts, beispielsweise von Tikolowo oder Pogost des Gouvernements Kostroma überein.

Bis auf die neueste Zeit stand die von JONES beschriebene Tatsache vereinzelt da, und erst im Jahre 1916 hat BÖGGILD[8]) bei der Untersuchung der Grundproben, die von der Expedition Siboga gesammelt waren, Barytknollen festgestellt, die bei den Kei-Inseln, in einer Tiefe von 304 m gefunden wurden. Mithin muß der Baryt den Meeresmineralien zugerechnet werden, und man kann annehmen, daß sich das Bariumsulfat auf dem Grunde des Oxford-Kimmeridge-Meeres, das den nordöstlichen Teil des europäischen Rußlands damals bedeckte, abgelagert hat.

Ich möchte mich nicht über die Frage nach dem Gehalt des Ozeanwassers und der Meeresablagerungen an Barium und deren ausführliche Beantwortung verbreiten. Die Daten über diese Frage finden sich in den Arbeiten von FORCHHAMMER[9]), von J. MURRAY und A. F. RENARD[10]), sowie von F. W. CLARKE[11]). Ich wollte nur darauf hinweisen, daß Barytknollen sowohl in der jetzigen, als auch in den früheren geologischen Epochen nicht überall auf dem Meeresboden verbreitet sind, sondern daß ihr Vorhandensein offenbar an spezielle Bedingungen gebunden ist.

Dies führt mich zu der Idee, ob diese Bedingungen nicht vielleicht in den Eigentümlichkeiten der Fauna und Flora der betreffenden Gegend zu suchen sind und ob es nicht vielleicht Organismen gibt, die einen Gehalt an Barium in ihrem Skelett oder Körper aufweisen. Sollte sich das als richtig erweisen, so würde die Anhäufung von Resten derartiger Organismen auf dem Meeresboden schließlich eine Anreicherung an Barium in den betreffenden Meeresablagerungen zur Folge haben.

---

[8]) O. B. BÖGGILD: Meeresgrundproben der Siboga-Expedition. — Siboga-Expedit. **65**. Leiden. 1916, S. 49.

[9]) G. FORCHHAMMER: Philosophic. Transact. R. Society. London. 1865, 155, S. 213.

[10]) J. MURRAY and A. F. RENARD: Report on deep-sea deposits (Challenger Expedition). 1891, S. 437 u. 446.

[11]) F. W. CLARKE: Proc. R. Soc. Edinburgh. 1907, XXVII, S. 167 u. 269, auch Journal of Geology, 1907, XV, S. 783.

Der nun folgende chemische Prozeß könnte durch Konzentration zu jenen einzelnen Knollen führen, die das Barium in der widerstandsfähigsten Form, nämlich als schwefelsaures Barium, enthalten.

Wenn wir uns der betreffenden biologischen Literatur zuwenden, finden wir nur sehr vereinzelte Hinweise auf das Vorhandensein von Barium in den Aschen der Meeresfauna und -flora. Zusammengestellt sind diese Daten von QUINTON[12]).

Andererseits dürfen wir nicht vergessen, daß unsere Kenntnis über die chemische Zusammensetzung der Skelette[13]) und Körper der Meeresorganismen überhaupt erst in neuester Zeit sich langsam erweitert und daß wir oft in zoologischen Arbeiten mit Recht über die Abwesenheit von Daten über die chemische Zusammensetzung der Skelette und Körper der verschiedenen Organismen Klagen hören.

Als ich zum erstenmal meine Hypothese über das Vorhandensein von Organismen, die einen Gehalt an Barium aufweisen, aussprach, waren mir selbst solche Organismen noch unbekannt und ich konnte nur von einem Analogieschluß ausgehen. Ich ging aus von der Tatsache, daß nach den Arbeiten von BÜTSCHLI[14]) in dem Skelett einer Gruppe von Radiolarien, nämlich der Akantharien, Strontiumsulfat gefunden wurde.

Es ist begreiflich, mit was für einem Interesse und welcher Befriedigung ich die neuen Arbeiten von F. E. SCHULZE[15]) und dann auch von SCHTSCHEPOTJEW[16]) las, in denen von einer besonderen Gruppe von Rhizopoden (von SCHULZE sind sie *Xenophyophora* genannt worden) berichtet wird. Diese Gruppe ist von SCHULZE auf Grund des Studiums des gesamten zoologischen

---

[12]) R. QUINTON: L'eau de mer milieu organique. Paris. 1904, S. 310.

[13]) Vgl. F. W. CLARKE a. W. C. WHEELER: The composition of Brachiopod shells. Proceed. of the National Academy of Scienc. Wash. 1915, I, S. 262 und The inorganic constituens of Alcyonaria. Ibid. 1915, I, S. 552, auch F. W. CLARKE a. R. M. KAMM. New analyses of echinoderms. Ibid. 1917, III, S. 401.

[14]) O. BÜTSCHLI: Zoologischer Anzeiger, 1906, XXX, S. 784.

[15]) F. E. SCHULZE: Wissensch. Ergebnisse d. deutschen Tiefsee-Expedition auf d. Dampfer „Valdivia", 1905, XI, Lief. 1, S. 14.

[16]) SCHTSCHEPOTJEW: Untersuchungen über niedere Organismen. Petrograd. 1910, S. 2, 7 (russ.).

Materials der deutschen Expedition „Valdivia", der dänischen „Siboga", der amerikanischen „Albatroß", sowie eines Teils desjenigen der Challenger-Expedition festgestellt worden.

Die Körper dieser „*Xenophyophora*" weisen nun, nach SCHULZE, besonders geartete „Granellen" auf. Ohne weiter auf die morphologische Beschreibung dieser Granellen durch SCHULZE einzugehen, weise ich nur darauf hin, daß dieselben chemisch sich als Bariumsulfat erwiesen. Der Professor der physiologischen Chemie THIERFELDER[17]) bestätigte die Richtigkeit des chemischen Befundes und wies darauf hin, daß die Granellen aus schwefelsaurem Barium mit einer nur geringen Beimengung von schwefelsaurem Kalzium bestehen. Man kann sich mit SCHULZE nur einverstanden erklären, wenn er diese Tatsache „auffällig und überraschend" nennt.

SCHULZE gibt[18]) eine genaue Beschreibung der Verbreitung der *Xenophyophora* nach dem Material, das ihm zur Verfügung stand. Es sind das im ganzen 33 Punkte des Vorkommens von *Xenophyophora*, die sich folgendermaßen verteilen: 3 im Atlantischen, 6 im Indischen und 24 im Großen Ozean. Von diesen 33 Punkten befinden sich nur fünf in der subtropischen Zone, alle übrigen in der tropischen. Die Tiefe, in der die *Xenophyophora* gefunden wurden, war sehr verschieden, im Mittel betrug sie etwa 4000 m und nur in einem Fall, nämlich an einer Stelle des Großen Ozeans, 981 m. Die spätere Arbeit von SCHTSCHEPOTJEW zeigt nun, daß die Verbreitung der *Xenophyophora* sehr viel weiter zu fassen ist. Er fand Vertreter dieser Gruppe an den nördlichen Ausläufern der Insel Ceylon, an den Ufern der Palkschen Straße und zwar in ganz geringer Tiefe von nur 1—5 m, zudem mit Granellen von sehr viel größerem Durchmesser, als das bei den Tiefsee-Xenophyophora der Fall war.

Die Feststellung des Vorkommens von *Xenophyophora* in der Nähe der Insel Ceylon ist insofern noch besonders interessant, als der erste Fund von Schwerspatknollen auf dem Meeresgrunde, wie schon erwähnt, bei Kolombo, der zweite vor kurzem bei den Kei-Inseln gemacht wurde.

---

[17]) H. THIERFELDER: Sitzungsber. Gesellsch. Naturforsch. Freunde. Berlin. 1905, Nr. 1, S. 4.

[18]) F. E. SCHULZE: Sitzungsber. Gesellsch. Naturforsch. Freunde. Berlin. 1906, Nr. 8, S. 205.

Mithin ist die Frage des Vorhandenseins von Baryt in den Körpern einiger Meeresorganismen als positiv entschieden zu betrachten. Selbstverständlich wird es die Aufgabe der betreffenden gelehrten Spezialisten sein, diese Tatsache — das Vorkommen von Barium, einem an sich giftigen Stoff — in den Körpern von Organismen physiologisch zu erklären. Mich persönlich berührt diese Frage nur vom mineralogischen Standpunkt aus insoweit, als sie im Zusammenhang mit der primären Genesis der Mineralien steht. Es ist mithin die Anzahl der bis jetzt vorhandenen Baryt-Lagerstättentypen um einen neuen Typus bereichert worden, und zwar um einen Baryt, entstanden aus einer Anhäufung von Resten einer Art von Meeresorganismen, die zu der Gruppe der *Xenophyophora* gehören[19].

Der Vorwurf einer voreiligen Schlußfolgerung, den mir Herr ANDRÉE[20]) macht, ist meiner Ansicht nach auf ein Mißverständnis zurückzuführen, da ANDRÉE aus begreiflichen Gründen meine in russischer Sprache geschriebene Arbeit nicht im Original gelesen hat.

Mit umso größerer Wahrscheinlichkeit kann man jetzt davon sprechen, daß die auf dem Boden des Oxford-Kimmeridge-Meeres im Nordosten des europäischen Rußlands vorhandenen Ablagerungen von Bariumsulfat mit der Lebenstätigkeit gewisser besonderer Organismen verbunden waren, die ihren p h y s i o l o g i s c h e n Funktionen nach den *Xenophyophora* ähnlich waren, die uns aber bis jetzt noch unbekannt sind.

Die Hypothese, daß diese Baryte als Biolithe zu betrachten sind, erklärt am einfachsten alle vorhandenen Daten. Das Vorkommen von Baryten in den Ablagerungen desselben Alters und derselben geologischen Fazies an anderen Stellen würde mithin für das Vorhandensein von ähnlichen Baryt abscheidenden Organismen auch dort sprechen.

Im Zusammenhang mit meinem ständigen Interesse für diese Art Probleme habe ich Cölestin, ein dem Baryt sehr ähnliches Mineral, von verschiedenen Vorkommen aus Turkestan untersucht. Dank der freundschaftlichen Mit-

---

[19]) Vgl. J. SAMOJLOFF: Bullet. de l'Academ. des Sciences. Petrograd. 1911, V (1), S. 475 (russ.).

[20]) K. ANDRÉE: Über Vorkommen und Herkunft des Schwerspates am heutigen Meeresboden. Centralbl. f. Mineral. 1918, S. 157, und Geologie des Meeresbodens. Berlin. 1920, II, S. 236.

arbeit meiner Kollegen kam ich in den Besitz von Cölestin von einer ganzen Reihe von Vorkommen, die sich auf eine sehr große Fläche verteilen und zwar vom östlichen Fergan bis zum Kaspischen Meere und vom südöstlichen Teil von Buchara bis zu den Ufern des Aralschen Meeres. Leider war dieses Untersuchungsmaterial, das rein zufällig gesammelt wurde, geologisch nicht so genau charakterisiert, wie das wohl wünschenswert gewesen wäre. Bei der Entscheidung der vorliegenden Fragen ist es aber von ganz besonderer Wichtigkeit, daß die in Sedimentgesteinen auftretenden Mineralien stratigraphisch auf das genaueste horizontiert werden (stratigraphische Mineralogie).

Von einigen Schichten in Turkestan, in denen diese Cölestine gefunden wurden, ließ sich nicht mit der erforderlichen Genauigkeit das Alter bestimmen; oft blieben auch Zweifel darüber, ob das Mineral primär oder sekundär ist. Ohne weiter auf irgendwelche Einzelheiten näher einzugehen[21]), läßt sich jedoch feststellen, daß fast alle diese Vorkommen von Turkestan zu den Ablagerungen der oberen Kreideformation gehören, und ich halte die Folgerung für zulässig, daß diese Cölestine ursprünglich Biolithe waren.

Es ist selbstverständlich, daß eine solche biochemische Herkunft sich nicht nur auf die Barium- und Strontium-Mineralien beschränkt, sondern daß dieselbe auch für eine ganze Reihe weiterer Mineralien, die sich in den Sedimentgesteinen vorfinden, zulässig ist. Hiermit will ich nicht nur jene Minerale verstanden haben, die, was ihre organogenetische Herkunft betrifft, bereits ihr Bürgerrecht in der geologischen Literatur erworben haben.

In einer vor nicht langer Zeit von mir veröffentlichten Abhandlung[22]), die sich mit der Mineralogie der Kalksteine beschäftigt, habe ich auf jene speziellen Aufgaben hingewiesen, welche beim Studium der Kalksteine zu bearbeiten gerade jetzt an der Tagesordnung wäre, wenn

[21]) J. Samojloff: Genesis einiger Mineralien der Sedimentgesteine. Cölestin aus Turkestan. Materialien zur Untersuchung d. geologisch. Baues Rußlands. Moskau. 1914, S. 219 (russ.).

[22]) J. Samojloff: Die Untersuchung der Kalksteine usw. Nachrichten des Geologischen Komitees. Petrograd. 1918 und Biolithe, als Mittel der Erkenntnis des Lebens der früheren geologischen Perioden. — Priroda (Natur). 1922, Nr. 1—3, S. 25 (russ.).

man von der Hypothese ausgeht, daß die meisten besonderen Eigenschaften der Kalksteine mit der Lebenstätigkeit von Organismen eng zusammenhängen, mithin an biochemische Vorgänge gebunden sind.

Die organogenetische Herkunft der Phosphorite ist bereits genügend anerkannt[23]); mit der genauen Erklärung der geologischen Geschichte der Phosphorite-Biolithe hat sich in der letzten Zeit eine Reihe von Forschern beschäftigt.

In einer unserer letzten Arbeiten „Über die Mangan-Eisenknollen auf dem Boden des Schwarzen, Baltischen und Barenzow-Meeres" kommen wir[24]) ebenfalls zu der Überzeugung, daß diese Knollen Biolithe sind.

Von woher nehmen nun die Organismen die verschiedenen chemischen Elemente?

Wie bekannt enthält das Meerwasser die meisten aller chemischen Elemente, aber der Prozentgehalt der meisten dieser Elemente ist ein verschwindend geringer.

Die Konzentration dieser Elemente zur Bildung von Ablagerungen erscheint unter den gewöhnlich gegebenen Verhältnissen nicht möglich, infolgedessen müssen besondere Zwischenapparate vorausgesetzt werden, die es ermöglichen, Stoffe in so außerordentlich feiner Verteilung zu konzentrieren. Die Rolle eines solchen Apparates spielen in meinen Augen die pflanzlichen und tierischen Organismen, welche von der Natur in den Stand gesetzt sind, das für ihr Leben notwendige Baumaterial an sich zu ziehen, selbst wenn sich dieses Material im Zustande äußerster Verdünnung befindet.

Hier haben wir es nicht mit einem nur chemischen, sondern mit einem bio-chemischen Prozeß zu tun. Durch das Studium hauptsächlich der morphologischen Eigenschaften der fossilen Organismen gibt nun die Palaeontologie ein klares Bild über jene tiefgreifenden Veränderungen, welche die morphologische Struktur der Organismen erlitten hat. In jüngster Zeit ist diese Wissenschaft noch weiter fortgeschritten, sie sieht vor sich und stellt bereits Fragen

---

[23]) Vgl. J. Samojloff: Phosphorite. Handbuch d. Mineralchemie, herausg. v. C. Doelter, Dr. u. L. 1914. III, S. 358.

[24]) J. Samojloff und A. Titoff: Eisen-Mangan-Knollen auf dem Boden des Schwarzen, Baltischen und Barentzmeeres. — Arbeiten d. Geologischen u. Mineralogischen Museums d. Russisch. Akademie d. Wissensch. 1919, III, S. 27 (russ.).

der Palaeobiologie[25]). Im Zusammenhang hiermit kann die Frage aufgeworfen werden, ob nicht auch physiologische Prozesse im Laufe der geologischen Epochen Umwandlungen erfahren haben.

Hierbei meine ich nicht den Charakter selbst und die Art des physiologischen Prozesses, sondern ich denke an die Intensität dieser Prozesse und im besonderen an jenes Material, durch welches überhaupt erst diese Prozesse zustande kommen.

Ich werde mir erlauben, diese meine Gedanken an einigen Beispielen zu erläutern.

Das Blut der Organismen mußte immer seine bestimmten Funktionen erfüllen: nämlich das Auffangen des Sauerstoffs da, wo das nur möglich war, und die Abgabe dieses Sauerstoffs da, wo das notwendig war; und wir wissen, was für eine Rolle das Eisen im Blute der heute existierenden Organismen zu spielen berufen ist. Dieser Prozeß kann aber auch bewerkstelligt werden mit Hilfe anderer Metalle, wie beispielsweise des Kupfers. In der heutigen Zeit gibt es nur eine kleine Gruppe von Tieren, in deren Blut das Eisen durch Kupfer ersetzt ist. Es sind dies Tiere (besonders unter den *Crustacea* und *Mollusca*), in deren Blut nicht Hämoglobin, sondern Hämocyanin enthalten ist.

Und ich finde, es dürfte doch wohl die Frage berechtigt sein, ob das quantitative Verhältnis der Lebewesen, in deren Blute Hämoglobin enthalten ist, zu denen, wo das Hämoglobin durch Hämocyanin ersetzt ist, immer auch in früheren geologischen Perioden dem heutigen Verhältnis gleich gewesen ist. Und zwar, ob es nicht geologische Perioden gegeben hat, in denen dieses Verhältnis der Organismen mit hämoglobinhaltigem Blute zu denen mit hämocyaninhaltigem ein völlig anderes war als heute, wo also die hämocyaninhaltiges Blut besitzenden Lebewesen die herrschenden, quantitativ die weitaus überwiegenden waren.

Wie wohl bekannt, weist der Befund der chemischen Zusammensetzung der Aschen verschiedener Pflanzen oft völlig unerwartete Elemente in außerordentlich geringen

---

[25]) O. Abel: Grundzüge der Palaeobiologie der Wirbeltiere. Stuttgart. 1912, auch Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit. Jena. 1922 und andere.

Quantitäten auf[26]. Aber ist nun das quantitative Verhältnis dieser verschiedenen Elemente, die die Aschenteile der Pflanzen bilden, immer das gewesen, wie in der heutigen Zeit und hat es nicht vielmehr geologische Epochen gegeben, in denen das quantitative Verhältnis der Elemente in den Pflanzenaschen ein völlig anderes war? Hier betreten wir ein neues und unbekanntes Gebiet der Forschung, das ich am zweckmäßigsten als Paläophysiologie (Paläobiochemie) bezeichnen möchte[27]. Zur Lösung der Fragen, die in dieses neue Gebiet hineingehören, verfügen wir über keine direkten Untersuchungsmethoden, da wir die vorhandenen Reste der Organismen hierzu nicht gebrauchen können. Die Lösung dieser Fragen ist zugleich der Schlüssel zur Aufklärung über die Entstehung einiger Mineralien und zwar gerade derjenigen, deren Genesis bis heute noch ziemlich dunkel ist. Wir wollen die Aufmerksamkeit auf ein Beispiel lenken, das mit dem Vorkommen von Hämocyanin verknüpft ist. Die Erklärung der Herkunft des in den Permablagerungen vorkommenden Kupfers war früher und ist auch bis auf den heutigen Tag noch eine Streitfrage. In der deutschen Literatur ist in der allerjüngsten Zeit eine ganze Reihe von Arbeiten erschienen, die tief in die Frage nach der Genesis des Kupfers in den deutschen Kupferschiefern eindringen.

Von den verschiedensten Seiten gehen Beyschlag[28]),

---

[26]) Die chemische Zusammensetzung der tierischen Organismen wird durch diejenige der von ihnen verbrauchten Nahrung bestimmt; das heißt ursprünglich durch die chemische Zusammensetzung der Pflanzen, die in diesem Fall das Zwischenglied zwischen der äußeren Umgebung und dem tierischen Organismus sind.

In denjenigen Pflanzen, die, sei es mittelbar, sei es unmittelbar, als Nahrung der Akantharien dienen, muß Sr enthalten sein, in denjenigen der Xenophyophora Ba usw.

Hier sehen wir eine Art doppelte Accumulierung vor sich gehen: das in äußerst feiner Verteilung in der Umwelt vorhandene chemische Element wird von den Pflanzen aufgenommen und hierdurch wird die erstmalige, zunächst quantitativ noch nicht sehr bedeutende Anhäufung erzielt, erst im Tierkörper kommt dann eine weitere quantitativ bereits sehr merkbare Accumulierung zustande (vgl. J. Samojloff: Die Evolution des mineralischen Aufbaues der Skelette von Organismen).

[27]) J. Samojloff: Palaeophysiology: the organic origin of some minerals occuring in sedimentary rocks. Mineralogical Magazine. 1917, XVIII, S. 87.

[28]) F. Beyschlag: Zeitschr. f. praktische Geologie. 1921. Heft 1.

Erdmann[29]), Lang[30]), Pompeckj[31]), Schneiderhöhn[32]), Walther[33]) u. a. an die Erklärung dieses Problems.

Kupfer findet sich in den permischen Ablagerungen an den verschiedenen Stellen[34]) des Erdballs entweder äußerst spärlich in Form von sehr fein verteilten Mineralien, oder aber andererseits bereits in solcher Quantität, daß diese Ablagerungen schon ein gewisses wirtschaftliches Interesse besitzen. Hierzu ist zu bemerken, daß der allgemeine geologische Charakter der verschiedenen Gegenden, in denen sich Kupfermineralien führende Schichten finden, keineswegs immer gleich ist. Aber ein Kennzeichen haben sie alle gemeinsam, das ist ihre Zugehörigkeit zur permischen Periode und nach dieser Richtung hin können wir den Schlüssel zur Erklärung der Genesis des Kupfers finden.

Von dem Augenblick an, wo wir annehmen, daß zur Permzeit Lebewesen mit hämocyaninhaltigem Blute praevalierten, rückt die Frage nach der Entstehung des Kupfers in ein ganz neues Licht.

Das Vorhandensein von Kupfer in den permischen Ablagerungen würde in diesem Falle ganz natürlich, ja sogar notwendig sein; dasselbe würde nur der Beweis für eine in der permischen Periode überall gleichartig vorhanden gewesene Fauna sein.

Die Anreicherung von Kupfer in den permischen Ablagerungen würde dem Reichtum an Organismen in diesen betreffenden Gegenden kongruent sein, und zwar von Lebewesen, die uns bis jetzt nur von einer Seite, nämlich der ihrer physiologischen Funktion bekannt sind.

Das Vorhandensein eines reichen organischen Lebens in den mit hohem Kupfergehalt ausgezeichneten Ab-

---

[29]) Erdmann: Jahrbuch d. Halleschen Verbandes f. d. Erforschung d. mitteldeutschen Bodenschätze. 1919, I, S. 27.

[30]) R. Lang: Diese Zeitschr. Monatsber. 1921, 73, S. 204, und Jahrb. d. Hallesch. Verb. usw. 1921, III, Lief. 1, S. 1 (ausführliches Literaturverzeichnis).

[31]) J. Pompeckj: Das Meer des Kupferschiefers. Brañca-Festschrift. 1914, S. 444 und Diese Zeitschr. 1920, 72, S. 329.

[32]) H. Schneiderhöhn: Neues Jahrb. f. Mineral. 1922, B.-B. XLVII, S. 1.

[33]) J. Walther: Jahrb. d. Hallesch. Verbandes usw. 1919, I, S. 33.

[34]) Vgl. z. B. B. Stoces: Le gîte des argiles cuprifères de Wernersdorf près de Trutnov dans la Bohême septentrionale. Sborn. statn. geolog. Česckoslov. 1921, S. 223.

lagerungen des Perms ist bereits oft und eingehend beleuchtet worden; immer aber ist das in der Art geschehen, daß man die Tätigkeit dieser Organismen ausschließlich als Reduktions-Agens gegenüber den vorhandenen Lösungen der Kupfersalze betrachtete.

Ich bin geneigt, diesen Organismen eine weit größere Bedeutung zuzusprechen, sie vielmehr als direkte Quelle dieser Kupferablagerungen anzusprechen; die Lebenstätigkeit dieser Organismen bewirkte eine Anreicherung an Kupfer, das im Meereswasser außerordentlich fein verteilt war.

Es scheint mir, daß in jedem einzelnen Fall, wo das Vorkommen irgendeines bestimmten Minerals in einem ganz bestimmten geologischen Horizont festgestellt ist, die Frage aufzuwerfen ist, ob nicht die Bildung dieses Minerals aufs engste mit der Lebenstätigkeit von Organismen verknüpft ist.

Die Unvollkommenheit unserer Kenntnisse der chemischen Zusammensetzung des Skeletts und des Körpers der Organismen sowie ihrer chemischen Sondereigenschaften bildet zunächst noch ein bedeutendes Hindernis auf dem Wege zur Lösung ähnlicher Probleme.

Selbstverständlich hat jene frühere einfache Vorstellung über die Klassifizierung der Organismen je nach der chemischen Zusammensetzung ihres Skeletts in solche, die sich aus wässeriger Kieselsäure, und solche, die sich aus Kalkkarbonat gebildet haben, ihre Bedeutung verloren.

Wenn wir die Resultate der chemischen Arbeiten in der neuesten Zeit auf diesem Gebiete einander gegenüberstellen, so gelangen wir zu der Überzeugung, daß die Skelette der nichtkieseligen Organismen nicht nur aus kohlensauren Salzen, sondern ebenfalls aus denjenigen der Schwefelsäure, Phosphorsäure, der Halogensäure (des Fluors) bestehen. Als Kation fungiert nicht nur Ca, sondern ebenso Mg, Sr, und in den festen Körpern einiger Tiere Ba. — Es sind uns Organismen bekannt, die in ihren festen Teilen einen ziemlich bedeutenden Prozentgehalt an Jod aufweisen (einige tropische und subtropische Schwämme) — Jodospongin, Gorgonin usw.

Ebenso ist in den Körpern der Organismen eine ganze Anzahl von chemischen Elementen festgestellt worden[35]).

---

[35]) Vgl., z. B., H. Aron: Die anorganischen Bestandteile des Tierkörpers. Handbuch der Biochemie des Menschen und der Tiere, herausgegeben von C. Oppenheimer. Jena. 1909, I, S. 62.

Die Erweiterung unserer Kenntnis auf diesem Gebiet fällt jedoch hauptsächlich in die allerjüngste Zeit. So ist, wie wir das bereits erwähnt haben, beispielsweise erst in der neuesten Zeit bekannt geworden, daß es Lebewesen gibt, deren Skelett aus Strontiumsulfat besteht, oder solche, deren Körper Körner von Bariumsulfat enthalten. In einer erst kürzlich veröffentlichten Arbeit [36]) wird das Vorhandensein von Vanadium im Blute einiger Organismen (und zwar der Ascidien) festgestellt, wobei hervorgehoben wird, daß das Vanadium die Funktionen des Eisens im Blute erfüllt[37]).

Eine bedeutende Ansammlung von Körpern dieser skelettlosen Repräsentanten der Gruppe der Tunikaten würde zu einer Anreicherung von Vanadium in den betreffenden geologischen Ablagerungen führen. Wie wenig wahrscheinlich würde den meisten Mineralogen in einigen Fällen die Hypothese von einer biochemischen Herkunft des Vanadiums in gewissen Sedimentablagerungen erscheinen, wenn wir nicht über die interessante Tatsache der Feststellung von Vanadium im Blute der Aszidien verfügen würden!

Es liegt doch wohl keinerlei Veranlassung vor anzunehmen, daß diese Tatsachen, die erst in jüngerer Zeit und so unerwartet festgestellt wurden, bereits als erschöpfend für dieses Forschungsgebiet anzusehen sind, und daß unserer im Gegenteil nicht noch weitere und gewiß nicht minder wichtige Entdeckungen warten.

Eine Erweiterung des Interessengebiets der physiologischen Chemie in bezug auf diese Art von Aufgaben, würde das Erreichen der Ziele, wie sie sich die Geochemie gestellt hat, wesentlich fördern. Unwillkürlich wird die Aufmerksamkeit auf das dem Vanadium benachbarte Metall gerichtet — Titan, mit seinem verhältnismäßig geringen Atomgewicht (48) und seiner Fähigkeit, verschiedene Oxydations-

[36]) M. Henze: Zeitschr. d. physiolog. Chemie. 1911, LXXII, S. 494, 1912 LXXIX, S. 215 u. 1913, LXXXVI, S. 340.

[37]) Mithin ist im Blut verschiedener Gruppen von Lebewesen bis auf heute das Vorhandensein folgender chemischen Elemente festgestellt worden: Eisen, Mangan, Kupfer, Vanadium. Was haben nun diese Metalle für eine gemeinsame Eigenschaft? Sie alle stehen nahe zueinander im Hinblick auf ihr Atomgewicht, und zwar in folgender Reihe: V = 51; Cu = 52; Mn = 55; Fe = 56; Co = 59; Ni = 59; Cu = 63. Vielleicht werden weitere Forschungen das Vorhandensein von Organismen feststellen, in deren Blut jene Metalle enthalten sind, die in der oben angeführten Reihenfolge die Zwischenglieder darstellen, und zwar: Chrom, Kobalt und Nickel.

stufen zu geben. Die Bedeutung des Titans in der Lithosphäre ist verhältnismäßig erst vor kurzem gewürdigt worden, und vielleicht wäre es jetzt an der Zeit die biochemische Rolle dieses Elements zu studieren, was der ganzen Mineralogie des Titans ein besonderes Interesse verleihen würde.

Aber selbst wenn wir in den Grenzen jener wenigen, bis jetzt bekannt gewordenen Tatsachen bleiben, sind wir schon heute gezwungen, die mineralogische Bedeutung der Anhäufung einzelner chemischer Elemente gebührend einzuschätzen und zwar als Resultat rein biochemischer Prozesse. Und wenn wir in Betracht ziehen, daß verschiedene, mit analogen ungewöhnlichen biochemischen Eigenschaften versehene Organismen, deren zahlenmäßige Verbreitung heute wohl sehr gering ist (weswegen ihre Eigenschaften uns auch außergewöhnlich erscheinen), in vergangenen Epochen der Geschichte unserer Erde sehr wohl möglich quantitativ praevalierend gewesen sein können, so wird es verständlich, welche Bedeutung dem eingehenden Studium dieser Fragen beizumessen ist. Denn diese Fragen sollen uns über die Genesis der verschiedenen in Sedimentgesteinen vorkommenden Mineralien Aufklärung geben.

Wie bekannt, besaß in früherer Zeit das Studium der Mineralogie und Petrographie der Sedimentgesteine wenig Anziehungskraft, ja es erschien fast vernachlässigt.

Und eigentlich erst jetzt sehen wir, daß sich eine wirkliche Vertiefung des Interesses am Studium der Sedimentgesteine vollzieht.

Eine ganze Reihe von Forschern, wie CAYEUX, VAUGHAN, SHAW, MERWIN, SCHUCHERT, TIEJE u. a. arbeiten augenblicklich nach dieser Richtung hin. Und da wir uns jetzt nur im Anfangsstadium dieser Forschungsarbeit befinden, so wird augenblicklich eifrig zunächst einmal an den Methoden[38]) derselben gearbeitet.

Die amerikanischen Forscher[39]) bestehen sogar auf der Notwendigkeit der Errichtung eines Spezialinstituts zum möglichst allumfassenden Studium der Sedimentgesteine. — Es erscheint sehr zweckmäßig, diese Arbeiten nicht nur auf rein statischem, sondern auch auf dynamischem Wege

---

[38]) L. CAYEUX: Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Paris. 1916 und A. HOLMES: Petrographic methods. London. 1921.

[39]) TH. W. VAUGHAN: Researches of sedimentation. Bull. of the Geologic. Soc. of America. 1920, XXXI, S. 401.

auszuführen. Das Studium der schon vorhandenen Sedimentgesteine muß eng verbunden werden mit dem Studium der rezenten Ablagerungen des Meeresbodens, und diesem Verlangen wird auch immer mehr und mehr entsprochen[40]). Gegenwärtig ist das Studium und eine Erklärung der Bedeutung der Biolithe wohl am dankbarsten und günstigsten.

Im Bereiche der Sedimentablagerungen an der Grenze zwischen Lithosphäre und Biosphäre bildet sich eine ganze Reihe von Mineralien, und zwar nicht einfach als Resultat rein chemischer, sondern biochemischer Prozesse, und die neuesten Forschungen erweitern immer mehr den Kreis der Erkenntnis von dem Einfluß dieser biochemischen Prozesse bei der Bildung von Mineralkörpern.

In einer ganzen Reihe von Fällen, wo die Bildung der Mineralien durch einfache chemische Prozesse erklärt werden kann, erscheint die Zuhilfenahme einer biochemischen Genesis auf den ersten Blick als unnötig komplizierend. Dieser Standpunkt erscheint mir jedoch ungerechtfertigt. Hierbei will ich die Tatsache vollkommen außer acht lassen, daß es nicht bewiesen ist, daß die Natur Prozesse immer auf dem uns am einfachsten erscheinenden Wege verwirklicht. Was aber gerade die besonderen Eigenschaften vieler Minerale betrifft, so lassen sich dieselben oft am einfachsten durch die Hypothese einer biochemischen Entwicklung erklären. Ein Organismus ist überhaupt weitaus empfindlicher gegenüber dem ihn umgebenden Medium, der normale Verlauf seiner Lebenstätigkeit stellt weit größere Anforderungen an die ihn umgebenden Verhältnisse, als es nur die Abwicklung oder der Verlauf gewöhnlicher chemischer Prozesse sind; und gerade hierin dürfte die Erklärung zu suchen sein für die uns oft unerklärlich erscheinenden Eigenschaften einiger Mineralvorkommen.

Die Paläontologie eröffnet uns das gewesene, bereits erloschene Leben, indem sie hauptsächlich von Skelettresten und den zutage tretenden morphologischen Bildungen der Organismen ausgeht.

Aber eine ganze Reihe von Organismen hinterläßt im Einklang mit der chemischen Zusammensetzung ihrer Skelette, sowie ihrer physikalischen Struktur, hervorgerufen durch die folgenden diagenetischen und sekundären Prozesse, keinerlei morphologische Kennzeichen und entzieht sich infolgedessen unserem Studium. Wenn sich jedoch in

---

[40]) K. Andrée: Geologie des Meeresbodens. Berlin. 1920, II.

den Skeletten dieser Organismen besondere Eigentümlichkeiten in chemischem Sinne zeigen, so können dieselben sehr wohl durch chemische Untersuchungsmethoden entziffert und hierdurch kann das vergangene Leben solcher Gruppen aufgedeckt werden.

Ich denke mir in der Zukunft eine engere und abgestimmtere Arbeit zwischen Paläontologie und Geochemie und bin überzeugt, daß eine solche Arbeit eine weit lückenlosere Charakteristik des Lebens einer jeden geologischen Epoche geben wird.

Auf dem soeben besprochenen Gebiet der Forschung sind wir noch sehr arm an Tatsachen, wir befinden uns vielmehr zunächst noch in der Periode der Fixierung der Aufgaben selbst.

Aber die Zeit ist bereits reif für eine möglichst genaue Fixierung der auf der Tagesordnung stehenden Fragen.

Zur Entstehungsgeschichte der sudetischen Karbon- und Rotliegendablagerungen.

Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in Breslau am 31. Juli 1922.

Von Herrn W. Petrascheck in Leoben.

(Mit 5 Textfiguren.)

Langjährige Feldarbeit im Gebiete der Karbon- und Permablagerungen des böhmischen Anteils am Sudetengebiet gab mir Gelegenheit, eine Reihe von Beobachtungen zu sammeln, welche geeignet sind, auf die Bildungsgeschichte dieser Ablagerungen etwas Licht zu werfen. Mein damaliger Wunsch, die Beobachtungen durch eigene Studien in Wüstengebieten zu ergänzen, scheint mir heute unerfüllbar zu sein, weshalb ich das Material nunmehr in dieser Form aus der Hand gebe.

Man kann die Entstehungsgeschichte des Rotliegenden nicht erörtern, ohne auch das Karbon in die Betrachtung einzubeziehen, denn kaum merklich ist der Uebergang von der einen Formation zur anderen. Die Ottweiler Schichten als Ganzes betrachtet sind nichts anderes als eine Ablagerung in der dem Rotliegenden eigentümlichen Fazies.

Scharf setzt über den Schatzlarer Schichten eine Fazies ein, die durch das häufige Auftreten von roten Gesteinen, durch das wiederholte Auftreten habituell einander ähnlicher Arkosen, durch die Seltenheit grauer Tongesteine und die Seltenheit von Kohlenflözen charakterisiert ist. Diese Faziesentwicklung beginnt sonach im Oberkarbon und reicht durch das ganze Perm bis in den Buntsandstein hinauf, denn zu letzterem rechne ich übereinstimmend mit G. Berg und E. Zimmermann I die hangendsten Schichten, die unter der scharf und deutlich einsetzenden Cenomantransgression in der mittelsudetischen Mulde zu bemerken sind.

Ein auffallender Zug ist zunächst die Einförmigkeit, dieser außerordentlich mächtigen und einen langen Zeitraum verkörpernden Schichtfolge. Einförmig ist sie allerdings nur, wenn man sie als Ganzes mit anderen Formationen vergleicht. Im einzelnen zeigt sie einen unendlichen Wechsel sich ewig wiederholender Gesteinsabänderungen. Die nachfolgende Zusammenstellung gibt ein Bild von der Mächtigkeit der Schichtfolge, wobei ich gleich hier auf die großen lokalen Schwankungen hinweisen muß, die es auch mit sich bringen, daß nirgends im Gebiete alle maximalen Mächtigkeiten übereinander liegen.

Buntsandstein:

Schneeweise Plattensandsteine 30 m.
Blaßrötliche Konglomeratsandsteine 70 m.

Paralleltransgression.

Zechstein:

Schömberger Kalksandsteine und Arkosen 20—30 m.

Diskordanz (epirogenetisch).

Oberes Rotliegendes:

Zone der Kalksandsteine bis 100 m.
Zone der Sandsteine bis 250 m.
Zone der Tonsandsteine und Schiefertone bis 400 m.
Oberrotliegend-Konglomerat, meist 60 bis 100 m, aber auch bis über 800 vielleicht auch 1200 m.

Diskordanz (orogenetisch).

Unteres Rotliegendes:

obere Lebacher Schichten bis 400 m.
untere Lebacher Schichten mit lokal mächtigen Eruptivdecken, oder lokal mächtigen Konglomeraten 600 bis 1600 m.

Diskordanz am böhmischen Muldenflügel (orogenetisch).

Kuseler Schichten: etwa 650 m am böhmischen Muldenflügel.

Oberkarbon:

Ottweiler Schichten:

Radowenzer Schichten 140 m.
Hexensteinarkose und deren Äquivalent 1000 m.
Flözregion 120 m.
rote Schwadowitzer Schichten 240 m.

Diskordanz (orogenetisch).

Schatzlarer Schichten.

Wie diese Zusammenstellung zeigt, kommt man für die ganze Schichtfolge auf eine Mächtigkeit von mindestens 4000 m.

Die wiederholten Diskordanzen und die mehrfache Einschaltung von Konglomeraten in dieser Schichtfolge lassen erkennen, daß es sich um Ablagerungen handelt, die zur Zeit beständiger Bodenunruhe entstanden sind. Wiederholt wurden die Schichten kurz nach ihrer Ablagerung zerstört und manche Schicht entstand nur durch Umlagerung älterer. Schon im hangendsten Teil der Schatzlarer Schichten, im Gneiskonglomerat, findet man Rollstücke von karbonischem Porphyr. Im der unteren Lebacher Stufe angehörenden Hanselbergkonglomerat findet man Melaphyr, Porphyr und roten Sandstein, wie er im Karbon und Rotliegenden anzutreffen ist. Insbesondere ist unter den Porphyren jener von Krinsdorf, der eine Decke an der Grenze von Schatzlarer und Schwadowitzer Schichten bildet, mit Sicherheit zu erkennen. Er ist übrigens als Geröll auch schon im Liegendkonglomerat des Unterrotliegenden anzutreffen. Die gewaltige Bruchzone, welche die mittelsudetische Mulde im Südwest begrenzt, muß demnach schon zur Lebacher Zeit vorhanden gewesen sein und die Abtragung des aufgerichteten Muldenflügels weit vorgeschritten gewesen sein. Gleiches kann man übrigens aus der Lagerung des (Lebacher) Rabengebirgsporphyrs diskordant auf Unterrotliegendem und übergreifend auf Radowenzer Schichten erkennen. In dem Umstande, daß sich die Diskordanzen gerade in jener Bruchzone, die bis in postkretazische Zeit immer wieder aktiv ist, bemerkbar machen, darf auch ein Grund

dafür gesucht werden, daß es sich um orogenetische, nicht epirogenetische Bewegungen handelt.

Weitere Beweise für permische Abtragung bringt das Oberrotliegend-Konglomerat. Am Fuße des Rabengebirges besteht es aus dem Rabengebirgsporphyr, in der Gegend von Nachod enthält es Rollstücke der karbonischen Araukariten, in der Gegend von Trautenau rote Sandsteine, deren Alter nicht genauer zu präzisieren ist. Die Regel ist, daß sich nur die harten Bestandteile der mächtigen Schichtfolge in den Konglomeraten vorfinden, und es bleibt fraglich, ob die Sande und Tone schon verfestigt gewesen sind, als sie bereits der Zerstörung verfielen. Das große Reservoir, aus dem die ungeheuren Massen roter Sandsteine und Schiefertone der oben erwähnten Schichtfolge kamen, dürften zum guten Teil die Schichten selbst gewesen sein. Zu einem Teil erklärt dies die Gleichförmigkeit der ganzen Masse.

Auf das in der Literatur schon oft erörterte Problem der Rotfärbung gehe ich nicht ein, weil ich nichts Neues hinzuzufügen hätte. Nur möge auf die schon von Dathe gemachte Wahrnehmung verwiesen werden, daß im Unterrotliegenden braunrote, im Oberrotliegenden lebhaft rote Farbe vorherrscht, was wohl auf stärkere Beteiligung des Eisenoxydhydrats im Unterrotliegenden schließen läßt.

Unter den Gesteinen der so mächtigen Schichtfolge, bilden Konglomerate einen sehr wesentlichen Bestandteil. Für das Oberrotliegende sind kleinstückige Konglomerate durch die ganze, mitunter gewaltige Mächtigkeit charakteristisch. Die Gerölle, welche sich in den Arkosen des Karbon und Perm vorfinden, überschreiten nicht Faustgröße. Diese Arkosekonglomerate weisen immer starke Härte-Aufbereitung auf. Gleiches gilt für manche andere Konglomerate, wie für Dathes Lyditkonglomerat, dessen Lyditreichtum strichweise auch am böhmischen Muldenflügel bemerkenswert ist. Grobe Konglomerate stellen sich nur in der Nähe oder an Stelle der Eruptivstufe der Lebacher Schichten ein. In letzteren zeigt ein Steinbruch bei Jungbuch das in roten Sandstein eingeschnittene, mit Schotter erfüllte Querprofil eines kleinen Baches. Dieses drei Meter breite Bachbett beweist lokale Erosionsarbeit des Wassers.

Bemerkenswert ist das Auftreten der Gerölle in der Hexensteinarkose (Ottweiler Schichten). Außer gewöhnlichen Konglomeratschichten gibt es noch sehr oft mächtige

Sandsteinbänke, die nur auf den Schichtflächen ein ganz dünnes Geröllpflaster tragen, das im Querschnitt der Schichten als einfache Geröllschnur erscheint. Gleiches wiederholt sich in den Arkosen der Lebacher Schichten und den Bausandsteinen der Kuseler Schichten. In einem solchen Geröllpflaster eines großen Blockes im Walde an der Ostlehne des Hexensteines fand ich im Jahre 1904 einen deutlichen Windkanter. Es ist ein feinkörniger brauner Quarzit, der eine unzweifelhafte Schliffläche aufweist. Noch Jahre lang habe ich beim Kartieren in der Hexensteinarkose nach solchen Kantengeröllen gesucht, ohne weitere Funde zu machen. Die Seltenheit dürfte damit zusammenhängen, daß die Gerölle in der Hexensteinarkose vorwiegend aus Gangquarz und Lydit, also Gesteinen bestehen, die erfahrungsgemäß wenig zur Ausbildung von Windschliffen disponieren.

Dieser Fund eines Kantengerölls auf einem solchen Geröllpflaster ist geeignet eine Deutung zu erhärten, zu der man auch ohne ihn geführt wird. Aus dünnen, wenig Gerölle führenden Schotterdecken wurde der Sand durch den Wind ausgeblasen. Weithofer[1]) glaubte die Hexensteinarkose als aeolische Ablagerung deuten zu sollen. Bis zu einem gewissen Grade ist das richtig. Die Konglomerat- und Geröllbänke lassen aber erkennen, daß es zur Hauptsache fluviatile Ablagerungen sind, die durch den Wind teilweise umgelagert wurden. Ich komme auf die Frage noch bei Besprechung der Kieselhölzer zurück.

Namentlich das Konglomerat des Oberrotliegenden bildet gewaltige Schuttkegel. Am Nordende des Adlergebirges enthält es nur Gesteine dieses Berglandes, an der Ostseite der Porphyrberge des Rabengebirges besteht es ganz aus dessen Porphyren, südlich vom Ostende des Riesengebirges herrschen Riesengebirgsgesteine. Einzelne Lagen werden dort fast ganz von dem bei Marschendorf ausstreichenden körnigen Kalken erfüllt. Von den heutigen Grenzgebirgen führten demnach Flüsse in das Becken und türmten ihre vielleicht 1000 m übersteigenden, Schuttkegel auf, die gewöhnlich eine deutliche Schichtung erkennen lassen. Manches von der Schichtung mag Übergußschichtung sein. Abseits von diesen Schuttkegeln schrumpft die Mächtigkeit des Konglomerats sehr zusammen und beträgt auf längere Strecken kaum 100 m. In solchen Abschnitten, die nicht

[1]) Verhandl. der K. K. Geol. Reichsanst., 1902, S. 414.

als Schuttkegel zu deuten sind (Braunauer Land), ist wiederum nur eine Auslese der härtesten Gesteine anzutreffen. Während aber das Material dieser Auslese vollendete Rundung zeigt, ist in den Schuttkegeln viel, ja mitunter (Porphyrbreccie von Barzdorf bei Braunau) nur kantiges Gestein anzutreffen.

Es braucht nicht weiter ausgeführt werden, daß diese Schuttkegel durchaus dem Bilde der Fiumaren und temporären Wüstenflüsse entsprechen.

Zeigen schon die zahlreichen Konglomerate an, daß die Sedimente des Rotliegenden und Karbons vorwiegend vom Wasser zusammengetragen wurden, so wird dieser Eindruck noch durch andere Wahrnehmungen bestätigt. Bekanntlich separiert der Wind viel schärfer als das Wasser. Staubfreiheit ist für Dünensande charakteristisch. Die Mehrzahl der Rotliegendsandsteine ist tonhaltig. Eine mächtige, über dem Rotliegendkonglomerat folgende Zone besteht so vorwiegend aus Tonsanden, daß ich sie als Zone der Tonsande bezeichnet habe. Das Ueberwiegen sandiger Ton- und Mergelschichten gilt als charakteristisch für Süßwasserablagerungen, weil der Salzgehalt des Meeres den Niederschlag reiner Tone befördert. Diese feinschichtigen Tonsande, welche oft aus einer unendlichen Wechsellagerung von Tonsand- und Sandsteinbänken bestehen, erkennt man als ein Sediment des Wassers an ihren fußtiefen, breit klaffenden und von Sandstein erfüllten, also als kurze Deszensionsgänge die Schichten verquerenden Trockenrissen (Fig. 1). Walthers Schilderung der Takyrböden paßt aufs Haar auf diese Sedimente, die immer fossilleer sind. Nur ganz untergeordnet ist zwischen ihnen hier

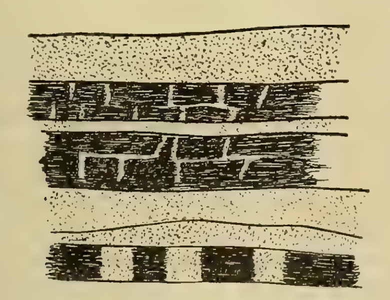


Fig. 1. Sandstein und Schieferton in Bänken von 30—50 cm wechsellagernd. Der Schieferton ist von tiefen, schmalen (oben) oder 20—30 cm breiten (unten) von Sandstein erfüllten Trockenrissen durchsetzt. Eisenbahneinschnitt nördlich Parschnitz.

und da einmal eine Sandsteinschicht zu finden, die durch die Reinheit ihres Sandes, durch die Gleichmäßigkeit und Rundung seines Kornes und durch die Diagonalschichtung sich deutlich als Dünensand verrät. Wellenfurchen, und zwar solche mit parallelen Wellenkämmen, aber auch kurze Näpfchenwellen sind oft auf den Schichtflächen der Tonsande sichtbar. Aber Trockenrisse, welche die Wellenfurchen durchsetzen, lassen erkennen, daß sie unter seichter Wasserbedeckung entstanden sind.

Wenn Weithofer auch für die Hexensteinarkose der Ottweiler Schichten aeolische Entstehung annehmen zu müssen glaubte, so muß ich erwähnen, daß ihre Sandkörner nie die charakteristische Rundung des Dünensandes aufweisen. Nie notierte ich bei ihr Diagonalschichtung und das reichliche Auftreten von Konglomeraten und Geröllbänken zeigt fluviatile Entstehung an. Für diese spricht auf die vollendete Rundung der Gerölle und eine Kreuzschichtung, wie sie beistehende Abbbildung eines Aufschlusses zeigt (Fig. 2). Immer wiederholen sich die

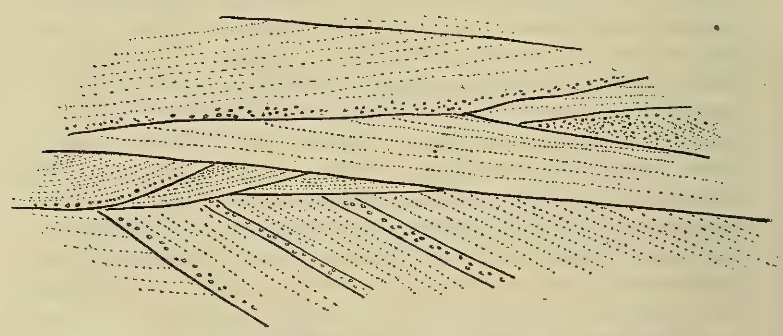


Fig. 2. Kreuzschichtung in der Hexensteinarkose bei der Kapelle in Roketnik.

gleichen Erscheinungen bei den Arkosen der Lebacher Schichten und bei den Bausandsteinen der Kuseler Schichten. Die Lebacher Arkose tritt in der Zone der Eruptivdecken und Tuffe auf, die zugleich durch ihre groben Konglomerate auf lebhafte Bewegung des Wassers hinweist.

Die Hexensteinarkose ist bekannt als das Lager der verkieselten Hölzer. Der „versteinerte Wald von Radowenz" liegt in der Hexensteinarkose. Trotz der großen Menge von Kieselhölzern, die im Laufe der Zeit aus dem Gebiet abtransportiert wurden, sind solche noch immer

nicht gerade selten auf der Tagesoberfläche zu finden. Aber nur an drei Orten gelang es mir, die Hölzer im Anstehenden zu beobachten, im Steinbruch an der Talstraße oberhalb Schloß Ratiboritz, auf einem Feldwege nächst der Radowenzer Kohlengrube und in jener Felsklippe des Waldes unweit Vodolov, die auch HERBING kannte und abgebildet hat. Angeblich sollen Kieselhölzer auch im Karlschacht bei Schwadowitz durchteuft worden sein. Nur bei Radowenz lag das Holz in der Arkose, in beiden anderen Fällen aber in einem Konglomerat, dessen Bindemittel Arkose ist.

Aus botanischen Gründen habe ich mir viel Mühe gegeben, Äste oder junge, dünne Stammstücke aufzufinden. Alles war vergeblich. Nur mehr oder weniger kantige Brocken großer Stämme sind zu finden, die entrindet sind und den Charakter von Treibholz haben. Ein bewährter Forstmann, der verstorbene Baron ULMENSTEIN, machte mich darauf aufmerksam, daß sehr viele der Baumstämme deutliche Spuren der Fäulnis aufweisen. In der Tat zeigen viele der Stämme im Innern oder an einer Seite eine weitgehende Zerstörung der Holzstruktur, so daß ein schwammiges und dann verkieseltes Gefüge entstanden ist. Der mikroskopische Befund bei solchem mazeriertem Holze bestätigte, daß die Zellen stellenweise völlig zerstört sind.

Selten nur sind die Stämme im Querschnitt vollständig erhalten. Sie sind nicht nur immer entrindet, sondern gewöhnlich auch noch mehr oder weniger beschädigt. Die Beschädigung ist aber vor der Verkieselung erfolgt. Sonach geben uns die Hölzer nicht das Bild eines Waldes, der durch Desikkation abgestorben, unter Wüstensand begraben und dann verkieselt ist. Die abgestorbenen Wälder, die STEIN in den Wüsten Innerasiens antraf, zeigen aufrechte Stämme mit Ästen. Dahingegen stimmt das Bild vollkommen überein mit den Schilderungen, die JOHANNES WALTHER von den Hölzern entwirft, die sich im Schutt und Geröll der Wadis vorfinden. Auch diese Stämme sind beschädigt, ihr Geäst im Schutt „zu Atomen" zerrieben. Aber ein gewichtiger Unterschied besteht, die augenscheinlichen Spuren der Fäulnis. Fäulnis tritt nur bei langdauernder Durchfeuchtung ein. Diese fehlt in der Wüste. JOHANNES WALTHER[2]) beweist deutlich, daß in

[2]) Gesetz der Wüstenbildung, S. 76 u. 80.

den ägyptischen Königsgräbern Fäulnisprozesse fehlen. Aus dem ersten Jahrhundert unserer Zeitrechnung herrührende Abfallhaufen mit Stroh und Holz fand Stein[3]) unter freiem Himmel in den Wüsten von Turkestan.

Die angefaulten Araukarites - Stämme beweisen, daß wirkliche Wüstenbildungen in den Hexensteinarkosen der Ottweiler Schichten nicht vorliegen.

Auch die Verkieselung der Hölzer selbst verweist auf die Gegenwart von Wasser, das in diesem Fall das auch in der Wüste nicht fehlende Grundwasser ist. Die bekannten Lager von Kieselhölzern liegen alle in Gesteinen mit verwitterndem Feldspat: Arkose im Rotliegenden von Neu Paka am Südfuß des Riesengebirges, Arkosen und Kaolinsandstein im Rotliegenden von Sattkau bei Saaz und im Karbon der Pilsener Gegend in Westböhmen, Arkose am Kyffhäuser, Porphyrtuff bei Chemnitz in Sachsen usw. In Sandsteinen ohne verwitternden Feldspat ist die Verkieselung selten, Inkohlung oder Verwesung die Regel.

Mancher Kaolinsandstein im Karbon und Perm besitzt dicke Kaolinkörner, die nur aus in situ kaolinisiertem Feldspat entstanden sein können. Diese Kaolinisierung lieferte, wie schon Felix[4]) betont hat, die Kieselsäure, die dann durch die faulende Holzsubstanz gefällt wurde. Nie sind die Stämme flach gedrückt. Die Verkieselung erfolgte demnach bald nach der Einbettung, ehe die Arkose größere Mächtigkeit erreicht hat, also unter Einfluß der Bodenfeuchtigkeit in geringer Tiefe. Als Geröll kommen in den Mittelsudeten die Kieselhölzer schon im Rotliegenden vor, ein Beweis, daß zu dieser Zeit die Verkieselung der karbonischen Hölzer beendet war.

Nicht mit Unrecht erblickt Weithofer in der verhältnismäßigen Frische der Feldspate und dem Fehlen von Granitgeröllen einen Beweis für das Vorwiegen mechanischer Verwitterung. In der Tat ist die graue oder rötlichgraue Farbe der Arkosen auffallend im Gegensatz zum Braun des Granitgruses in der Zone der humiden Verwitterung. Barton[5]) hat gezeigt, daß Bodenfeuchtigkeit Körnerverwitterung des Granits bedingt. Die Tiefgründigkeit der Körnerverwitterung bedingt aber das Fehlen von

---

[3]) Mitteilungen der K. K. Geogr. Ges. in Wien, Bd. **52**, 1909, S. 306.

[4]) Diese Zeitschr., Bd. **49**, 1897, S. 182.

[5]) Journal of Geol., Bd. XXIV, 1916, S. 382.

Granitgeröllen, das von WEITHOFER als Argument für die aeolische Ablagerung jener Arkosen angeführt wird.

Vergleichen wir die Sedimentbildung der Ottweiler Schichten mit jener der vorangehenden Karbonzonen, so kommen wir unter Berücksichtigung der eingangs erwähnten orogenetischen Phasen zu einer einfachen Erklärung: Quarzsandsteine und Glimmersandsteine herrschen in den Schatzlarer und Waldenburger Schichten. Arkosen fehlen. Die Gesteine entstanden also durch Abtragung vorwiegend der Schieferhülle des Riesengebirges, von dem sich ebenso wie vom Adlergebirge zeigen läßt, daß es um jene Zeit ein Denudationsgebiet gewesen ist. Erst an der Wende der Schatzlarer und Ottweiler Zeit war die Abtragung im Riesengebirge so weit vorgeschritten, daß der Kern des älteren Granits bloßgelegt wurde. Es wurde oben auf die Diskordanz zwischen beiden Schichten hingewiesen. Da ist es nun bemerkenswert, daß in der allerobersten Schicht der Schatzlarer Stufe erst Granitgerölle auftreten, und zwar sind es große Rollblöcke, deren Durchmesser einen Meter erreicht. Sie deuten auf ein plötzliches Beleben der Erosion, auf Wildbäche hin, die aus dem Riesengebirge gekommen sind. Je weiter man sich vom Ostende des Riesengebirges entfernt, umso kleiner werden die Blöcke des Granits. Zusammen mit ihnen stellen sich die ersten Arkosen ein. Nach der Diskordanz aber setzt allmählich die Körnerverwitterung des Granits ein und Flüsse verbreiten den Granitgrus weiter in das östliche Vorland und bauen ein mächtiges, mit roten Tonen und Sandsteinen verzahntes Sanddelta auf, das durch den Wind häufig aufgearbeitet und umgelagert wird, die Hexensteinarkose.

Durch Untersuchung der Tone suchte ich mir Rechenschaft über die Art der Verwitterung zur Karbon- und Permzeit zu geben. Ich wählte dazu einen roten Ton aus einem Tongallensandstein des Oberrotliegenden und einen roten Ton, der auf dem präkarbonischen Grundgebirge dicht unter der Steinkohle des Kladnoer Reviers liegt. Die Untersuchung der Tone war geeignet, zu zeigen, ob lateritische Verwitterung oder Verwitterung, welche das Tonerdesilikat nicht angreift, besteht. Mit Absicht wurde der Ton von Kladno zur Untersuchung herangezogen, denn wenn irgendwo, so müßte man gerade in solchen roten Basisbildungen (wie sie übrigens auch unter tertiären Braunkohlenflözen vorkommen) einen fossilen Laterit vermuten.

Die Untersuchung wurde genau nach der Methode geführt, die BAUER[6]) in seinen Studien über Lateritbildung anwandte, d. h. Auskochung mit konzentrierter H Cl. Ich bin meinem Kollegen, Herrn Professor FLEISSNER, sehr zu Dank dafür verbunden, daß er die Prüfungen in seinem Laboratorium ausführen ließ. Die Analysen ergaben:

Tongallen im Oberrotliegenden Sandstein von Hronov (Analytiker Dr. MOSER).

	ursprüngliche Substanz	in der durch 4 stünd. Kochen mit HCl erhaltenen Lösung
Feuchtigkeit (110⁰)	2,5 %	—
Glühverlust . . .	5,3 %	—
SiO_2	50,71 %	0,41 %
TiO_2	0,95 %	0,48 %
Al_2O_3	21,68 %	14,25 %
Fe_2O_3	10,45 %	9,91 %

Die mikroskopische Untersuchung des in H Cl. unlöslichen Rückstands zeigte, daß außer Quarzsplittern anscheinend verkieselte, ein überaus feines Aggregat bildende Tonsubstanz zurückgeblieben ist.

Die Differenz der Tongallenanalyse auf 100 wird dadurch bedingt, daß Kalk und Alkalien nicht bestimmt wurden. Es waren größere Mengen von Ca vorhanden, als man gewöhnlich in Tonen antrifft. Es ist demnach wahrscheinlich, daß Feldspatreste in dem Ton vorhanden sind.

Die Analyse zeigt nun, daß zwei Drittel der Tonerde in H Cl löslich sind. Sollte das Eisen nur als Oxyd und nicht als Hydrat vorhanden sein, so würde der Wassergehalt des Tons recht genau der Formel $Al_2O_3 . 3 H_2O$ entsprechen, was die Gegenwart von Hydrargillit beweisen würde. Sollte ein Teil des Wassers an Eisenoxyd gebunden sein, dann müßte die Tonsubstanz bauxitischen Charakter haben. Jedenfalls aber ist die Tonerde zum größten Teil als Tonerdehydrat und nicht als Silikat vorhanden, woraus hervorgeht, daß Lateritsubstanz in den Tongallen reichlich vorhanden ist.

Die zweite Analyse betraf den roten, feinsandigen Ton aus dem Liegenden der Kladnoer Kohle vom Ronna-Schacht. Die Analyse (Analytiker Dr. SITTE) ergab:

---

[6]) Neues Jahrb., 1898, II, S. 200.

	ursprüngliche Substanz	ein konc. HCl nach 4h gelöst
Feuchtigkeit	0,82 %	—
Glühverlust	7,77 %	—
		unlösl. Rückstand 72,94 %
SiO_2	54,75 %	0,27 %
TiO_2	1,00 %	0,17 %
Fe_2O_3	16,75 %	15,66 %
Al_2O_3	13,70 %	0,00 %

Die Analyse gibt das überraschende Resultat, daß gerade hier, wo man einen fossilen Laterit am ehesten vermuten sollte, nichts weiter wie ein eisenschüssiger, sandiger Ton vorliegt. Ehe aus dieser Tatsache weitere Schlüsse gezogen werden, würde es gut sein, mehrere solche, dem Untergrund unmittelbar und diskordant auflagernde rote Tone zu suchen und zu prüfen.

Der lateritische Ton der Tongallen aber beweist, daß chemische Verwitterung zur Zeit des Oberrotliegenden stattgefunden hatte.

Spuren der mechanischen Verwitterung suchte ich auch in den Konglomeraten. In der Tat gelang es, im Oberrotliegenden Konglomerat unweit Parschnitz scharfkantige, krummschalige Porphyrbrocken zu finden, die sehr wohl unter Einfluß der Insolation entstanden sein können. Auch kommen als Seltenheit Porphyrgerölle mit näpfchenartigen Absprengungen vor. Unsicher scheint es mir zu sein, ob die korrodierte Oberfläche mancher Quarzknauern unter Einfluß des Sandgebläses entstanden ist. Das Geröllmaterial dieser Konglomerate, das dort zum größten Teil aus Phyllit, dessen Quarzknauern, aus Gangquarz, Lydit und Quarzitschiefer besteht, ist an sich wenig geeignet, die Spuren mechanischer Verwitterung zu demonstrieren. Hiermit erklärt sich die Seltenheit solcher Funde in dem dortigen Konglomerat. Da die Stücke im Konglomerat alle auf sekundärer Lagerstätte liegen, erklärt sich, daß sie ihre Merkmale nicht in voller Frische und Deutlichkeit bewahrt haben.

Als Beweis für die aeolische Sedimentation vieler Sandsteine könnten auch die Tongallen betrachtet werden, wenn man sich der von Johannes Walther erklärten Entstehungsart erinnert. Tongallensandsteine sind im Oberrotliegenden sehr verbreitet. Oft treten die Tongallen darin massenhaft auf. Ihre dunkelrote Farbe gibt dem fast immer weißen oder blaß rötlichen Sandstein ein auffällig stark geflecktes Aussehen. Fast Eigröße können diese

Tongallen erreichen. Immer ist das Korn der Tongallensandsteine gröber, als jenes der Sandsteine ohne Tongallen. Das entspricht ganz gut der Erklärung Walthers. Aber doch sollte man neben den walnuß- bis eigroßen Tongallen noch gröberen Sand vermuten. Überaus oft bemerkte ich, daß eine Druckfläche oder ein Harnisch sich durch solche Gallen zieht. Auch dies steht in guter Übereinstimmung mit der Auffassung von komprimierten Tonröllchen. Die Tongallensandsteine erweisen sich nicht als niveaubeständig. Ob sie seitlich in gewöhnliche Sandsteine oder in rote Schiefertone übergehen, konnte ich nicht ermitteln. Im Macigno der levantischen Riviera sah ich Schiefertonbänke, die sich in Tongallensandstein auflösten. Niemand wird den Macigno für eine terrestre Bildung halten wollen. Hier kommt E. Tietzes Beobachtung[7]), daß Tongallen an der Küste des Schwarzen Meeres heute noch entstehen, zur Geltung. Da aber ebenso an jedem Süßwassertümpel Tonfladen an das sandige Ufer durch Wellenschlag ausgeworfen werden können, wird es gut sein, die Beweiskraft des Tongallen im Rotliegenden vorsichtig zu bewerten.

Folgt man den Schilderungen J. Walthers über die Zerstörungen, welche der Wind an der verdorrenden Vegetation hervorruft, so begreift man, daß von dieser nur selten Spuren anzutreffen sind. Nur in den Kalkflözen und den Brandschiefern, also den Sedimenten perennierender Wasserspiegel, sind Pflanzenabdrücke häufig. Überreste einer ubiquitären und monotonen Flora kommen darin zum Vorschein. Von den Sukkulenten des trockenen Landes ist aber überaus selten etwas erhalten. Dafür aber, daß treibender Sand und die sand- und schuttreichen Ströme, welche von gelegentlichen Regengüssen erzeugt werden, das pflanzliche Material zu feinstem Häcksel zerrieben und dann mit dem Schlamm im Wasser verfrachtet haben, spricht das häufige Auftreten von Entfärbungsflecken. Gleich häufig sind diese im Sandstein, wie im Schieferton. Groß und klein kommen sie vereinzelt oder massenhaft nebeneinander vor. Auch ihre Schichten sind nicht niveaubeständig, was bei der Zufälligkeit ihrer Bildung wohl begreiflich ist.

Unter den Kalksteinen des Rotliegenden bieten die bituminösen, durch ihre Fische und Pflanzen bekannten

---

[7]) Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst., 1881, S. 123.

Ottendorfer Kalke oder der Ruppersdorfer und andere Plattenkalke nichts bemerkenswertes. Sie sind Sedimente von Süßwasserseen, die weite Teile der Landschaft bedeckt haben. Eigenartig dagegen ist der Schömberger Kalk, ein sandiger Kalk oder Dolomit, der sich allmählich aus der dolomitischen Arkose der Schömberger Schichten entwickelt. ZIMMERMANN und BERG haben an der Hand der Gesteinsfolge gezeigt, daß in diesen Schömberger Schichten Äquivalente des Zechsteins vorliegen. Wenn FRECH diesen Kalk als Quellsinterkalk ansprach, so wollte er damit vielleicht andeuten, daß kein den anderen Süßwasserkalken vergleichbares Sediment vorliegt. Die Textur des Kalkes ist in der Tat oft eigenartig, namentlich in jenen tieferen Lagen, die noch reicher an Sand sind. Der Kalk tritt hier als Basalzement auf. Die meist roten Sandkörner darin sind oft vortrefflich gerundet. Das kalkige Bindemittel ist manchmal feinkristallin körnig, manchmal wieder bildet es dünne pisolitische Schalen um die Sandkörner. Die Sandmenge nimmt gegen oben ab, so daß schließlich eine wenige Dezimeter dicke, sandfreie Kruste das Hangendste bilden kann. Bei Bausnitz zeigt diese sandfreie Oberkruste eine Struktur, die jener der Schalenblende gleicht. Knollig entwickelt ist der Kalk am Kapellenberg bei Trautenau. Gelegentlich sind die Kalke brecciös entwickelt. Eine kleinstückige Breccie von kristallinen Schiefergesteinen wird durch ein festes, kalkigsandiges Bindemittel verkittet. Dieser Kalk deckt sich mit jenen Kalkarten, die PASSARGE als Kalaharikalk beschrieben hat und die SCHNEIDERHÖHN Oberflächenkalke nennt. SCHNEIDERHÖHN[8]) zeigt, daß diese Kalke sich als feste Kruste aus den kapillar mit der Bodenfeuchtigkeit aufsteigenden Karbonaten bilden. Unerklärt bleiben Knauern von rotem Karneol, die sich in diesen Kalken finden.

Es ist bezeichnend und stimmt mit der von SCHNEIDERHÖHN erklärten Entstehungsart vollkommen überein, daß solche Oberflächenkalke wiederholt auftreten. Im Bereich der Zone der Kalksandsteine des Oberrotliegenden reichert sich in gewissen Bänken der Kalkgehalt derart an, daß sandige Kalke mit derselben eigenartigen Textur entstehen (Gegend von Saugwitz). Konglomeratbänke mit Bindemittel von körnigem Kalk, wie sie gelegentlich im

---

[8]) Abh. d. senckenbergischen naturf. Ges., Bd. **37**, 1921, S. 285.

Oberrotliegendkonglomerat zu bemerken sind, dürften gleichfalls zu den Oberflächenkalken zu rechnen sein. Aus älteren Rotliegendzonen sind mir derartige Kalke nicht bekannt geworden.

Nur im Oberrotliegenden, und zwar im Bereich der Zone der Tonsande, konnten in einer Tiefbohrung (Wildschütz) auch dünne Streifchen (? Kluftausfüllungen) von Fasergips beobachtet werden.

Konnte im vorstehenden gezeigt werden, daß die Gesteine im Karbon und Perm der Sudeten mancherlei Merkmale aufweisen, die mit Äußerungen des Wüstenklimas übereinstimmen, so bleiben noch die fundamentalen Fragen der Abflußlosigkeit und der Oberflächenformen offen.

Die Abflußlosigkeit ist nach J. WALTHER das wesentlichste Merkmal der Wüste. Wenn auch die Schuttkegel, wie sie das oben erwähnte Oberrotliegendkonglomerat zeigt, mit solcher Abflußlosigkeit harmonieren, so sind sie doch noch kein Beweis dafür. Ich weiß kein Mittel, um die Abflußlosigkeit zu erweisen und muß diese entscheidende Frage unbeantwortet lassen.

A. BORN[9]) hat in sehr geistreicher Weise den Versuch unternommen, auf Grund der Lehre von der Isostasie das Bestehen tiefer primärer Tröge an Stelle der limmnischen Karbon- und Permbecken im varistischen Gebirgsbogen zu errechnen. Ich vermag BORN auf diesem Gebiet nicht zu folgen. Wenn auch die Mächtigkeit der Sedimente einige tausend Meter beträgt, so ist doch die vertikale und horizontale Ausdehnung dieser Ablagerungen, verglichen mit der Dicke der starren Erdkruste, so klein, daß ich mir nicht vorstellen kann, daß dieses Häufchen Sand genügt haben könne, um die Erdkruste zum Einsinken zu bringen. Die Kruste müßte diesfalls eine nur ganz geringe Tragfähigkeit haben. Dort aber, wo man, wie beim Nildelta, versucht hat, die Tragfähigkeit der Erdkruste zu prüfen, kam man zu dem gegenteiligen Resultat einer ganz beträchtlichen Tragfähigkeit[10]).

Auch die Frage der Oberflächengestalt der Grundfläche des Rotliegenden, die STRIEGEL[11]) in manchen deutschen Mittelgebirgen mit viel Erfolg aufgeklärt hat, ist so

---

[9]) Abhandl. d. senckenbergischen naturf. Ges., Bd. **37**, 1921, 4, S. 561 ff.

[10]) BARREL: The strength of the Earth's Crust., Journ. of Geol., Bd. **22**, 1914.

[11]) Verh. naturhist. med. Ver. Heidelberg, Bd. **12** u. **13**.

schwierig, daß ich mich zu einer topographischen Darstellung nicht entschließen kann. Die sehr veränderliche Mächtigkeit mancher Schichten, beispielsweise des Basiskonglomerats des Oberrotliegenden und die verschiedenen Transgressionen vereiteln eine gleichmäßige Behandlung der Frage.

Es wurde schon oben darauf verwiesen, daß das Obere Rotliegende am Nordfuß des Adlergebirges einem unebenen Relief auflagert. Eine Tiefbohrung, die nördlich von Nachod niedergebracht wurde, erwies, daß dort eine ungeahnt tiefe Ausräumung des Untergrundes besteht, denn etwa 800 m tief reichte das Oberrotliegendkonglomerat, während es im Aupatal in geringer streichender Entfernung bloß 300 m und in der Gegend von Parschnitz und Braunau bloß 100 m mächtig ist. Dazu kommt noch, daß die Tektonik der Kreide am Bohrpunkt eher eine Hebung hätte erwarten lassen. Die Transgression jüngerer Schichten verbirgt es, ob sich diese tiefe Wanne in die mittelsudetische Mulde fortsetzt. Die mächtige Porphyrdecke des Rabengebirges bildete auch zur Zeit des Oberrotliegenden eine Erhebung. Das merkwürdigste ist aber eine Gruppe von kleinen Inselbergen, die aus der Plateaulandschaft des Oberrotliegenden zwischen Trautenau und Königinhof hervorlugen. Ich habe schon bei früherer Gelegenheit darauf verwiesen[12]), daß diese Inseln kristalliner Schiefer inmitten der Rotliegendschichten an die Inselberge der Wüste erinnern. Sie entsprechen ganz den Bildern, die Foureau[13]) aus der Sahara von felsigen Inselbergen mit Schuttmantel gegeben hat. Die Oberflächenausdehnung ist sehr verschieden und klein. Manchmal haben sie einen Durchmesser von nur einigen Metern, in anderen Fällen einen solchen von 200, ja 300 m.

Die Aufschlüsse sind schlecht und man könnte zweifeln, ob Riesenblöcke oder, wenn nur Lesesteine im Ackerland zur Beobachtung kamen, lokale Breccien vorliegen. Beweise dafür, daß die Schiefer anstehen, sind gleiches Streichen und Fallen benachbarter Punkte, Zonare Anordnung gleicher Gesteinsvarietäten und endlich, daß es möglich war, mit Hilfe der Lesesteine einer nicht aufgeschlossenen Klippe, die Grenze zwischen Gneis und Phyllit durch eine solche Klippe zu verfolgen.

---

[12]) Verhandl. d. K. K. Geol. Reichsanst., 1907, S. 382.

[13]) Documents scientifiques de la mission saharienne, Paris, 1905, S. 607 u. 610.

Die Verbreitung der Klippen zeigt die beistehende Kartenskizze[14]) (Fig. 3). Gneise und Phyllite gleicher

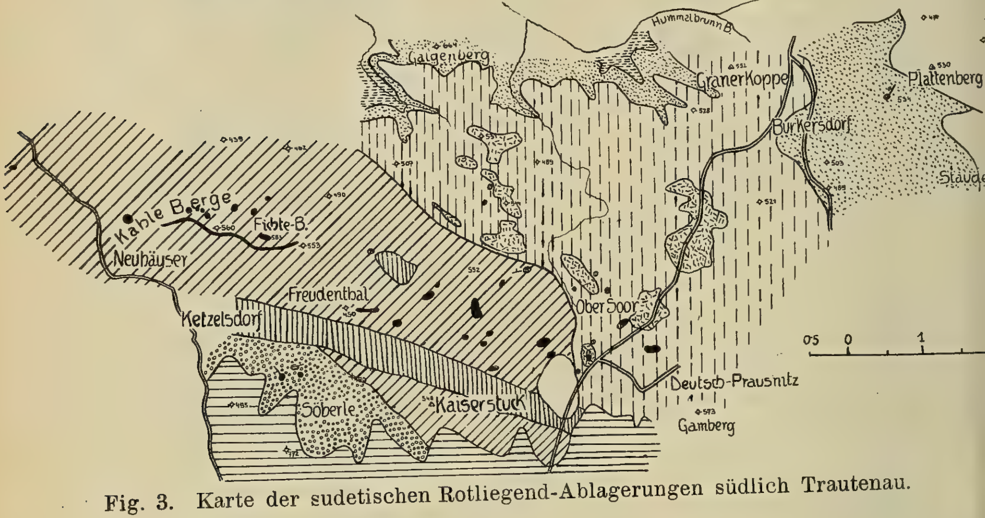
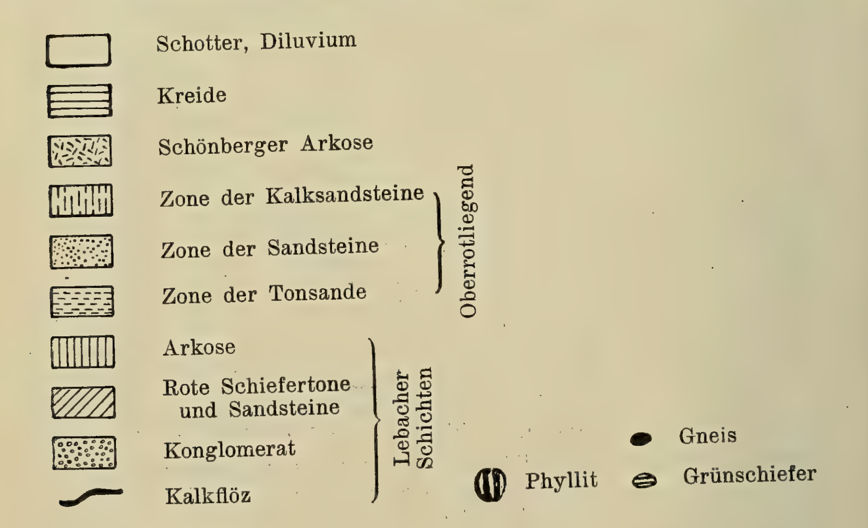


Fig. 3. Karte der sudetischen Rotliegend-Ablagerungen südlich Trautenau.



[14]) Zum Teil ist das Gebiet auf der schon veröffentlichten geologischen Karte, Blatt Josefstadt Nachod, dargestellt. Ein anderer fällt auf Blatt Trautenau Politz, dessen Aufnahme schon lange beendet, aber noch unveröffentlicht ist. Die westlichen Abschnitte liegen auf den Blättern Königinhof und Hohenelbe,

Art, wie sie den Switschinrücken aufbauen, bilden die Klippen. Im benachbarten Riesen- und Adlergebirge fehlen diese Gesteine.

Mitunter, aber nicht immer, erheben sich die Klippen ein wenig über die Plateaulandschaft der Rotliegendsandsteine. Wo kleine Steinbrüche besseren Aufschluß geben (Fichteberg und Soeberle, „alter Steinbruch" bei Staudenz), bemerkt man eine steilstehende Grenzfläche zwischen Klippe und Hülle (vgl. Fig. 4 und 5). Dort kann man auch wahrnehmen, daß solche Klippen von einer Rot-

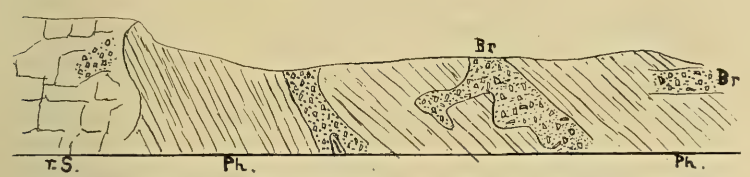


Fig. 4. Klippe aus Phyllit (Ph), Taschen mit Breccie (Br), Klippenhülle roter Sandstein (r S). Alter Steinbruch bei Rognitz (gezeichnet 1904).

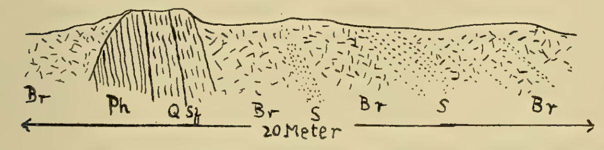


Fig. 5. Klippe und Hülle seitlich der neuen Straße Pilnikau—Ketzelsdorf (gezeichnet 1906).
Ph = Phyllit, QSf = Serizitquarzit, Br = rotliegend Breccie, S = roter Sandstein.

liegendbreccie umhüllt werden, die einen schmalen Schuttmantel aus kantigen Schieferbrocken bildet, der auch in Spalten und Taschen eingreifen kann. Vergeblich aber suchte ich nach Spuren des Windschliffs am Klippengestein, was zur Hauptsache auf die schlechten Aufschlüsse zurückzuführen sein dürfte.

Es ist unmöglich, abzuschätzen, wie hoch diese Klippen in die Rotliegendsedimente hinaufragen. Ein Teil der Klippen tritt in übergreifend lagernden Oberrotliegend-

---

welche nur zum Zweck des Studiums der Klippen kursorisch begangen wurden. Manche der Klippen waren schon Beyrich bekannt. Zum Teil gab er ihnen auf seiner Karte ein viel zu großes Areal, so daß die Klippennatur aus seiner Karte nicht erkennbar wird. Jockelys geologische Aufnahme, welche jener Beyrichs nachfolgte, verzeichnet nichts davon.

sandsteinen auf. Lebacher Schichten fallen darunter ein, so daß man an eine Höhe von mehreren hundert Metern denken kann. Andere Klippen treten in Lebacher Schichten auf. Allerdings ist deren stratigraphische Stellung noch durch Verfolgung bis in das Gebiet von Arnau zu präzisieren. Schwach geneigt lagern die Lebacher, nahezu horizontal das Oberrotliegende.

Bei Deutsch-Praußnitz, also in jenem Klippengebiet, beobachtete ich auch einen Block von etwa ½ kbm Inhalt inmitten von feinkörnigem Sandstein. Ebenso liegt an der Chaussee Braunau—Hutberg ein Porphyrblock in feinkörnigem Sandstein des Oberrotliegenden. Nach JOHANNES WALTHER gehören auch solche Blöcke zu den Eigentümlichkeiten der Wüste.

Das Problem der Entstehungsgeschichte der sudetischen Rotliegendschichten sollte hier nur auf Grund von Feldbeobachtungen erörtert werden. Es ist ganz klar, daß eine erschöpfende Behandlung auch ökologische und paläogeographische Gesichtspunkte in den Kreis der Betrachtung ziehen muß. Soll ich meine Eindrücke zusammenfassen, so wäre festzustellen, daß die Sedimente des sudetischen Perm und Oberkarbons überwiegend fluviatiler Entstehung sind. Aeolische Ablagerungen und Zeichen der mechanischen Verwitterung sind vorhanden, haben aber geringere Bedeutung. Die Spuren der Fäulnis an karbonischen Kieselhölzern und die Anzeichen chemischer Verwitterung an Tonen beweisen, daß das Wüstenklima wenigstens zeitweise unterbrochen war. Oberflächenkalke lassen andererseits vorübergehendes Überwiegen der Verdunstung erkennen. Die Sedimente haben demnach nicht reinen Wüstencharakter, aber die Anzeichen der Wüste häufen sich im Oberrotliegenden und Zechstein, sie nehmen ab im Unterrotliegenden und Obersten Karbon. Es ist also ein Wechsel des Klimas zur Permzeit, ein zunehmend heißeres und trockeneres Klima unverkennbar, was mit den Vorstellungen, die man sich schon lange namentlich vom deutschen Zechstein macht, sehr wohl in Einklang steht.

Die Gliederung des nordsudetischen Rotliegenden auf klimatischer Grundlage.

Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in Breslau am 31. Juli 1922.

Von Herrn HANS SCUPIN in Dorpat.

Nach den älteren Angaben v. DECHENS[1]) und von LÜTKE und LUDWIG[2]) hat zuerst BEYRICH[3]) eine zusammenfassende Darstellung des Rotliegenden im Norden des Riesengebirges gegeben, indem er bereits eine posteruptive Abteilung ausschied und auf Grund des Vorkommens von fisch- und pflanzenführenden Mergelschiefern sowie von Ruppersdorfer Kalk im älteren Teil der Ablagerungen auf die Beziehungen zum Rotliegenden auf der Südseite des Riesengebirges hinwies. Auch GÜRICH ist in seinen Erläuterungen zur Geologischen Karte von Schlesien über diese erste Gliederung, die also eine Feststellung von Mittel- und Oberrotliegendem bedeutete, nicht hinausgegangen. Verfasser gab dann später eine etwas weitergehende Gliederung des Rotliegenden in der Goldberger Mulde[4]), sowie erst vor kurzer Zeit gelegentlich einer Darstellung der erdgeschichtlichen Entwicklung des schlesischen Zechsteins auch eine Übersicht über die Geschichte des Rotliegenden[5]) dieser Gegend, in der auch bereits auf die Bedeutung des Klimawechsels in dieser Zeit hingewiesen wurde.

Die nach Abschluß des Krieges wieder aufgenommenen Untersuchungen haben nun eine Reihe von Einzelheiten

---

1) v. DECHEN: Das Flözgebirge am nördlichen Abfall des Riesengebirges. KARSTEN und v. DECHEN: Archiv f. Min. usw., Bd. **11**, S. 84, 1838.

2) LÜTKE u. LUDWIG: Geognostische Bemerkungen über die Gegend von Görisseiffen, Lähn, Schönau und Bolkenhain am nördlichen Abfall des Riesengebirges, ebenda, Bd. **11**, S. 251, 1838.

3) ROTH: Erläut. z. Geogn. Karte v. Niederschlesischen Gebirge, 1867, S. 260.

4) SCUPIN: Die Gliederung der Schichten in der Goldberger Mulde. Diese Zeitschr., **54**, S. 99, 1902.

5) SCUPIN: Die erdgeschichtliche Entwicklung des Zechsteins im Vorland des Riesengebirges, Sitzungsber. d. Königl. preuß. Akademie d. Wissensch., Math. phys. Kl., S. 1266, 1916.

ergeben, die jetzt für das ganze Gebiet eine Gliederung des Rotliegenden auf klimatischer Grundlage gestatten. Da bei einer kontinentalen Formation mit raschem Gesteinswechsel dem petrographischen Gliederungsprinzip im wesentlichen örtliche Bedeutung zukommt, die klimatischen Bedingungen aber immerhin für größere Flächen die gleichen bleiben, so wird diesem Einteilungsprinzip auf Grund zeitlichen Klimawechsels beim Mangel an organischen Resten, wie er ja für den größeren Teil des Rotliegenden die Regel bildet, ganz allgemein erhöhte Wichtigkeit zukommen, sofern das Prinzip *cum grano salis*, nicht zu schematisch angewendet wird.

Als Ausgangspunkt für die Gliederung dient am besten das Gebiet der oberen Katzbach, und zwar zunächst die Gegend von Schönau. Hier schieben sich die silurischen Schiefer in Sattelstellung zwischen das Rotliegende der Goldberger oder Hermsdorfer Mulde und das des Schönauer Grabens[6]).

In diesem liegen am Nord- und Südgehänge des Stauweihers des Steinbaches zu unterst 1. graue Schiefertone und Mergelschiefer[7]), die in Verbindung mit sandigen Schiefern auftreten. Sie werden überlagert von 2. braunen bis schmutziggelblichen oder grauen Arkosesandsteinen, die durch Brauneisenausscheidungen ein sehr charakteristisches Äußere erhalten und mit 22 Grad gegen Südwest einfallen. Das Hangende bildet ein ebenfalls auf beiden Talseiten aufgeschlossener Schichtenstoß, der kurzweg als 3. Schönauer Schichten bezeichnet werden mag und sich am besten am Pavillon am Stauweiher beobachten läßt. Er ist durch den mehrfachen Wechsel heller und roter Schichten ausgezeichnet.

Hier liegen zu unterst a) 4 m rotviolette Arkosen in an- und abschwellenden, bis ½ m mächtigen Bänken mit

---

[6]) Man vergleiche zu folgendem besonders die Blätter Liegnitz und Löwenberg von Roth, Geognostische Karte vom Niederschlesischen Gebirge, ferner die tektonische Kartenskizze in Scupin, Die Löwenberger Kreide, Palaeontogr., Suppl. VI, sowie die während der Niederschrift des Manuskripts erschienenen Blätter Schönau und Lähn der Geolog. Spezialkarte von E. Zimmermann und B. Kühn. Auf die hier zum Ausdruck kommenden Auffassungen soll erst in einer in Vorbereitung befindlichen umfangreicheren Darstellung der nordsudetischen Dyas eingegangen werden.

[7]) Auf der Geolog. Spezialkarte nicht verzeichnet.

zwischengelagerten, stellenweise linsenförmig auftretenden roten Schieferletten. Es folgt dann in unebener Auflagerungsfläche b) ein sehr charakteristisches helles, gelbliches bis schmutzigweißes sehr grobes, festes Konglomerat, fast ganz aus weißen, oft mehr als Faustgröße erreichenden Kieseln, gelegentlich auch einzelnen schwarzen Kieselschiefergeröllen aufgebaut, das sich über das Tal fortzieht und, auf der Südseite desselben von roten Schieferletten unterlagert, im ganzen etwa 5 m Mächtigkeit erreicht. Da es in der Schönauer Gegend allenthalben gut hervortritt und noch mehrfach zum Vergleich herangezogen werden muß, mag es im folgenden als „Schönauer Leitkonglomerat" bezeichnet werden. Es kann seinem Aussehen nach am besten mit gewissen oberkarbonischen hellen Grobkonglomeraten der mittelsudetischen (Waldenburger) Mulde verglichen werden. Dicht an der kleinen, den Bach überschreitenden Brücke wird es von c) 4—5 m roten Schieferletten überlagert, auf die d) 12—14 m schmutzigrote Konglomerate und konglomeratische Sandsteine folgen, die dünne Bänkchen von rotem Schieferton und rotem Sandstein enthalten. Der letzte Teil des Profils ist wieder besser auf der rechten, nördlichen Talseite aufgeschlossen, wo die eigentlichen Konglomerate den Sandsteinen gegenüber zurücktreten, die hier als Werksteine gebrochen wurden und die nur stellenweise konglomeratisch werden. Der Eindruck der Wand ist zunächst der eines ziemlich einheitlich roten Gesteins, doch wird dieser zum Teil durch die Abspülung der eingelagerten roten Letten hervorgerufen. Beim Anschlagen aber beobachtet man eine recht große Ungleichmäßigkeit in der Färbung. Sie ist zumeist ausgesprochen schmutzig und fleckig und macht vielfach den Eindruck der Entfärbung, so daß auch dieser Schichtenstoß im Gelände ohne Schwierigkeit wiederzuerkennen ist. Ein wesentliches Kennzeichen aller dieser konglomeratischen Schichten jüngeren gegenüber ist auch die große Ungleichmäßigkeit in der Geröllgröße.

Die nächste Fortsetzung dieses Profils[8]), das sich in gleicher Weise auch an der Bahn Goldberg—Schönau zwischen Röversdorf und Schönau beobachten läßt, ist teils durch Diluvialbedeckung, teils durch Bebauung der Beob-

---

[8]) Das gelegentliche Auftreten von Tuffen in demselben, z. B. in dem vom Buchberg, Hainbuckel und Schafberg herabkommenden Seitentälchen der Katzbach, hat wohl nur örtliche Bedeutung und interessiert hier nicht.

achtung entzogen. Erst auf der anderen Seite der Schönauer Senke, gegen die begrenzenden, im Gelände scharf heraustretenden Schiefer hin treten Rotliegendschichten wieder deutlicher heraus; es sind dies hier Schichten, die dem Oberen Rotliegenden (Porphyrgerölle!), ja nach Beobachtungen an anderen Stellen sogar den oberrotliegenden Grenzschichten gegen den Zechstein (Grenzkonglomerat) zugerechnet werden müssen und hier gegen das alte Schiefergebirge abgesunken sind.

Die Fortsetzung des obigen Schönauer Profils ist daher dort zu suchen, wo die genannten rotliegenden Schichten in die Goldberger Mulde einbiegen, das ist nördlich Röversdorf, westlich der Willenberge, wo Katzbach, Chaussee und Eisenbahn ein scharfes, rechtwinkliges Knie gegen Nordosten machen. Hier beobachtet man wieder die Auflagerung der unter 2. genannten Arkosen auf den grauen Schiefern (1), die Arkosen enthalten hier auch gelegentlich noch Schiefer in dünnen Bänkchen eingeschaltet. Unbestimmbare Pflanzenreste sind zu beobachten. Nach oben zu werden die Arkosen konglomeratisch, und bald kann man auch in den Wegeinschnitten helle Konglomerate vom Typus des hellen „Schönauer Leitkonglomerats" (3 b) sowie auch rote Schichten beobachten, die sich allerdings vorwiegend in der Färbung des Ackers bemerkbar machen.

Weiter gegen Norden folgt jetzt 4. eine sich weit nach Westen erstreckende Melaphyrdecke, die in einem sehr interessanten Steinbruch am Ostabfall des Ochsenberges aufgeschlossen ist, wo sie von Basalt durchbrochen wird und große Einschlüsse des hellen Schönauer Konglomerats zu beobachten sind. Ein hübsches Miniaturprofil dieser Schichtenfolge ist auf der anderen Talseite bei Rosenau zu sehen, wo die Glieder 2, 3 und 4 des Profils als kleiner Sattel innerhalb 500 m deutlich erkennbar sind, wobei sowohl auf dem nördlichen als auch südlichen Sattelflügel noch in Verbindung mit den hellen Konglomeraten (3) weißgraue Kalke als Einlagerung beobachtet werden können. Der nördliche Flügel dieses Melaphyrzuges von Rosenau schiebt sich westlich über die Katzbach und ist durch eine Diagonalverwerfung von dem ebengenannten, sich nach Westen erstreckenden, im Steinbruch des Ochsenberges aufgeschlossenen Melaphyrzuge abgeschnitten, so daß Eisenbahn und Landstraße den Melaphyr zweimal anschneiden.

Auf den Melaphyr legt sich in ganz geringer Mächtigkeit von nur einigen Metern 5. ein Porphyrtuff. Er

bereitete den Ausbruch einer großen Decke von 6. Quarzporphyr vor. Die Mächtigkeit des Porphyrs mag stellenweise bis zu 150 m heraufgehen. Die Frage, ob diese Mächtigkeit durch mehrere Ergüsse bedingt ist, muß erst einer eingehenden petrographischen Untersuchung vorbehalten bleiben. Eine Hauptausbruchsstelle ist wohl in dem durch seine ausgezeichnete säulenförmige Absonderung bekannten Porphyr der Willenberge zu suchen, der auch auf die andere Talseite übergreift und hier in einem Eisenbahneinschnitt im Hangenden der durchbrochenen braunen Arkosen (2) Schollen des hellen Schönauer Leitkonglomerats sowie solche von Melaphyr erkennen läßt.

Es folgen nun 7. bis rund 100 m rote, Porphyrgerölle führende Konglomerate mit untergeordneten Sandsteinen und Schiefertonen. Lebhaft rote Farbe ist jetzt alleinherrschend. Von den älteren Konglomeraten unterscheiden sich die hier auftretenden ferner äußerlich schon durch die gleichmäßigere Größe der Gerölle. Solche von Haselnuß- bis Walnußgröße bilden jetzt die Regel.

Den Abschluß bildet 8. ein rotes Konglomerat mit kalkigem Bindemittel, das Grenzkonglomerat, das bei Neukirch unmittelbar vom Zechsteinkonglomerat überlagert wird, im Südwesten des Gebiets aber noch höher hinaufreicht und erst den Unteren Zechstein, weiter auch den Mittleren Zechstein vertritt, ja im Gebiete der böhmischen Masse in der Mittelsudetischen Mulde sogar als kontinentaler Vertreter des ganzen Zechsteins angesehen werden muß[9]).

Diesem Profil des Katzbachgebiets mag, ehe eine klimatische und stratigraphische Deutung versucht wird, zunächst die Schichtenfolge weiter westlich im Gebiet von Bober und Queis gegenübergestellt werden.

Das Rotliegende wird hier durch den „Schmottseiffener Nordsprung“[10]) durchschnitten, der Schmottseiffen und Gorisseiffen quer durchläuft und im Liegenden der beiden Schiefervorkommen westlich Gorisseiffen und bei Friedrichshöhe entlangzieht, damit auch eine Verdoppelung des Märzdorf—Görisseiffener Melaphyrzuges bedingend. Ein Seitenast des Sprunges zieht östlich in der Richtung des

---

[9]) Vgl. SCUPIN: Erdgeschichtliche Entwicklung des Zechsteins im Vorland des Riesengebirges, S. 1272 ff.

[10]) SCUPIN: Löwenberger Kreide, Tektonische Kartenskizze.

Dorfes Märzdorf, indem er ebenfalls hangende Rotliegendschichten gegen Süden ins Liegende des tiefsten hier entwickelten Rotliegenden verwirft[11]), das sonst gerade in dieser Gegend ein recht gutes Profil bietet.

Zu unterst liegen auch hier wieder die unter 1. genannten grauen, vielfach auch schwarzen Schiefer. Sie sind bei Märzdorf in einem kleinen Wasserriß nördlich des Dorfes angeschnitten. Weiter westlich bei Klein-Neundorf, wo sie bis 5 m Mächtigkeit erreichen mögen, werden sie sehr stark bituminös und sind dort durch das Vorkommen der Lebacher Fauna sowie von Pflanzenresten seit altersher besonders bekannt. Sie mögen daher auch für die allgemeine Gliederung als Klein-Neundorfer Schiefer bezeichnet werden. Auch von Schönwalde, zwischen Lähn und Schönau, werden schon von Beyrich pflanzenführende Schiefer genannt[12]), die ebenfalls hierher gehören. Ebenso sind die bekannten Schiefer von Wünschendorf im äußersten Westen des Gebiets jenseits des Queis nahe Lauban diesem Horizont zuzurechnen.

Auf diesen Schiefern liegt bei Märzdorf wieder ein brauner, dünnschichtiger Sandstein mit Brauneisenausscheidungen, der große Ähnlichkeit mit dem unter 2. bei Schönau beobachteten hat. Er enthält winzige Tonschieferpartikelchen. Gelegentlich treten wieder graue Schiefertoneinlagerungen (Weganschnitt dicht nördlich am Ostteil des Dorfes) vom Typus der unter 1. genannten mit Pflanzenresten und *Anthracosien*[13]) auf, wie dies ja auch im Katzbachgebiet beobachtet wurde. Durch Vergrößerung der Tonschieferpartikelchen zu Tonschieferbrocken geht der Sandstein in ein Schieferkonglomerat und schließlich sogar in einen Konglomeratschiefer über. Es läßt sich das sehr gut an der Dorfstraße bei Schellenberg-Wiesenthal ostnordöstlich von Lähn beobachten. Auch an der Dorfstraße von Märzdorf am Bober sind diese Schieferkonglomerate aufgeschlossen, die auch Bänke heller Kieselkonglomerate enthalten. Man muß diese Schieferkonglomerate und Konglomeratschiefer

---

11) Auf der tektonischen Kartenskizze noch nicht eingetragen.

12) Roth: Erläuterungen zur Geognostischen Karte vom Niederschlesischen Gebirge, S. 261.

13) Hübsche, ziemlich große Stücke von *Anthracosien* erhielt ich von diesem Fundpunkte durch Herrn Bankherrn Zimmer aus Löwenberg.

also noch dem unter 2. genannten Horizont eingliedern. Alle diese Schichten mögen in folgendem als „Märzdorfer Schichten“ zusammengefaßt werden.

Es folgt jetzt nach oben ein Schichtenstoß, der sich am besten am Bahnhof Märzdorf aufgeschlossen zeigt. Es sind helle großstückige Konglomerate vorwiegend aus Kieselgeröllen und einzelnen Kieselschieferbrocken bestehend, also ganz an das Schönauer Leitkonglomerat erinnernd, mit rötlichen Zwischenlagen, die aber hier nicht die Mächtigkeit erreichen wie bei Schönau und durchaus untergeordnet bleiben. Ihnen sind nach Norden zu rote Konglomerate und konglomeratische Sandsteine mit Geröllen von sehr ungleichmäßiger Größe aufgelagert. Kann man die hellen Konglomerate am Bahnhof Märzdorf mit dem unteren Teil der Schönauer Schichten (3) vergleichen, so entsprechen diese dem oberen Teil, wie er in den Steinbrüchen westlich des Pavillons am Stauweiher bei Schönau im Hangenden des hellen Schönauer Leitkonglomerats ansteht.

Diesen Schichten eingeschaltet sind besonders südöstlich Görisseiffen meist hellere teilweise konglomeratische Kalksandsteine, Kalkkonglomerate und Kalksteine, wie sie auch im Katzbachgebiete bei Rosenau beobachtet wurden. Ebenso finden sich bei Logau am Queis graue, rot geflammte und rote Kalke im gleichen Horizonte, die von Beyrich geradezu als Ruppersdorfer Kalk kartiert wurden. Mit dem Kalkkonglomerat an der Grenze von Rotliegendem und Zechstein (Grenzkonglomerat) kann das Kalkkonglomerat dieses Horizontes kaum verwechselt werden.

Auf den geschilderten Schichtenstoß legt sich eine mächtige Melaphyrdecke, deren östlichster Ausläufer der vorhingenannte Melaphyr der Katzbachgegend ist. Es darf wohl mit Sicherheit behauptet werden, daß er nicht einem einheitlichen Ergusse entstammt. Dafür spricht zumeist schon der dauernde Wechsel von Melaphyrmandelstein und dichtem Melaphyr. Sodann aber wurden auch vereinzelt rotliegende Sedimente in geringer Ausdehnung mitten zwischen Melaphyr beobachtet (Schmottseiffen, Speerberg nördlich Märzdorf), die kaum tektonisch zu erklären sein dürften. Schon F. Frech[14]) hat unter An-

[14]) F. Frech: Landeskunde von Schlesien, Naturwissenschaftliche Abteilung, S. 54.

führung eines anderen Beispiels aus der mittelsudetischen Mulde als Regel ausgesprochen, daß da, wo der Melaphyr größere Mächtigkeit erreicht, mehrere Ergüsse vorliegen. Die Behauptung FRECHS findet somit auch für die nordsudetische Mulde ihre Bestätigung.

Das Hangende des Melaphyrs besteht wieder vorwiegend aus roten sandigen Konglomeraten mit Geröllen wenig verschiedener Größe. Porphyrgerölle kommen nur gelegentlich vor. Auffallend ist der Mangel an Melaphyrgeröllen, die äußerst selten sind. Die sandigen Konglomerate erreichen in der Gegend von Schmottseiffen—Siebeneichen am Bober nur geringe Mächtigkeit. Es folgt hier vielmehr sehr bald das Konglomerat mit kalkigem Bindemittel, das Grenzkonglomerat. Es erreicht bei Siebeneichen eine Mächtigkeit von 40—50 m und vertritt hier auch, wie schon erwähnt, noch den Unteren und Mittleren Zechstein, indem es unmittelbar vom Unteren Zechsteinsandstein (= Untere Letten Thüringens), Plattendolomit und Oberen Zechsteinsandstein (= Obere Letten Thüringens) überlagert wird.

Das Bober-Queis-Profil des Rotliegenden unterscheidet sich also von dem Katzbachprofil, abgesehen von dem Fehlen des Porphyrs und des Porphyrtuffes durch das Auftreten der Schieferkonglomerate innerhalb der „Märzdorfer Schichten" (2) vor allem aber durch das Zurücktreten roter Schichten im unteren Teile der „Schönauer Schichten" (3) und heller Sedimente im oberen Teile dieses Horizontes. So bieten die einzelnen Horizonte einer Allgemeingliederung keine Schwierigkeit und auch das in das alte Schiefergebirge eingebrochene Rotliegende von Bolkenhain, das ebenfalls eine ausgedehnte Porphyrdecke mit unterlagernden roten Konglomeraten von ungleichmäßiger, teilweise erheblicher Geröllgröße (Eisenbahneinschnitt nordöstlich Bolkenhain), sowie Porphyrkonglomerate enthält, läßt sich ebenso eingliedern. Jedenfalls läßt sich im ganzen nordsudetischen Rotliegenden eine älteste Stufe allgemein feststellen, in der lediglich graue, schwarze und braune Schichten auftreten (1 und 2). Sie mag als Stufe der Grau- und Braunerden (I) zusammengefaßt werden. Das Gegenstück bilden die jüngeren nacheruptiven Schichten mit ausschließlich roten Sedimenten, Stufe der Roterden (III). Dazwischen liegt eine Übergangsstufe, in der rote und helle, schmutziggelbliche Schichten wechseln, wobei unten helle Schichten

(Schönauer Leitkonglomerat), oben rote bis schmutzig oder fleckig rötliche Schichten vorherrschen, also eine Übergangsstufe wechselnder Grau-, Gelb- und Roterden (II). Die erste Stufe entspricht einem feuchten, jedenfalls nicht trockenen Klima (Faulschlammbildungen), aus diesem entwickelt sich in der zweiten Stufe ein wechselnd feuchtes und trockenes Klima, welch letzteres immer stärker vortritt und schließlich zuletzt in der dritten Stufe herrschend wird[15]). Betrachtet man die Ablagerungen im Bober-Queis-Gebiete für sich, so könnte man geneigt sein, unter Vernachlässigung der untergeordneten roten Sedimente in den tieferen Konglomeraten dieser Gegend (3) auf Grund des Vorherrschens der hellen Schichten im unteren, sowie der roten im oberen Teile nur eine Grauerden- und eine Roterdenstufe zu unterscheiden. Bei Berücksichtigung der Ablagerungen des Katzbachgebietes aber empfiehlt es sich, noch diese mittlere Übergangsstufe auszuscheiden. Da die Klein-Neundorfer Schichten, die der Stufe I ihr Hauptgepräge aufdrücken, die Lebacher Fauna enthalten, so wird die Stufe der Grauerden dem älteren Mittelrotliegenden, die Übergangsstufe dem jüngeren Mittelrotliegenden zuzurechnen sein, während die nacheruptive Stufe der Roterden mit dem Oberrotliegenden zusammenfällt.

Der „Übergangsstufe" gehören auch die Kalke an, die hier mehrfach nachgewiesen werden konnten und bei Logau am Queis von Beyrich als „Ruppersdorfer Kalk" bezeichnet worden sind, ein Horizont, der in Böhmen bekanntlich ebenfalls durch die Lebacher Fauna ausgezeichnet ist. Diese Kalke sind somit jünger als der der Grauerdenstufe angehörende Klein-Neundorfer Schiefer mit der Lebacher Fauna. Da der Ruppersdorfer Kalk am Ölberg

---

[15]) Es sei ausdrücklich hervorgehoben, daß ein sog. trockenes Klima nicht unbedingt völlige Regenfreiheit bedeutet, wie Joh. Walther mehrfach betont hat (vgl. Gesetz der Wüstenbildung, 2. Aufl., 1912, S. 22). Es mag hier schon genügt haben, daß der bei weitem größte Teil des Jahres regenfrei war. Regenstürze und Wolkenbrüche, wie sie auch in der Wüste vorkommen, während kurzer Zeiträume im Jahre oder auch mit mehrjähriger Unterbrechung, erklären durchweg die Erscheinungen der Abrollung, Schichtung usw. Langandauernde trockene Hitze, unterbrochen von kurzfristigen, aber gewaltigen Niederschlägen ergeben einen ausgekochten, chemisch stark umgesetzten Boden, wie er auch hier anzunehmen ist.

bei Braunau von roter Farbe ist, so würde die stratigraphisch-erdgeschichtliche Stellung der schlesischen Kalke gut zu der lithologischen Beschaffenheit der böhmischen Kalke passen, und es erscheint mir daher als das Gegebene, alle diese Kalke als „Ruppersdorfer Kalk“ in stratigraphischem Sinne zu bezeichnen. Wir würden dann zwei Horizonte mit den Hauptelementen dieser Fauna zu unterscheiden haben, die vorläufig nur in Einzelheiten kleinere Abweichungen zeigen.

Es ergibt sich danach für das nordsudetische Rotliegende folgende Gliederung:

Hangendes: Zechstein.

Oberrotliegendes.

ro. Stufe der Roterden. Vorwiegend warmes trockenes Klima.

ro 2 Grenzkonglomerat; ein rotes Konglomerat mit kalkigem Bindemittel;

ro 1 Hauptkonglomerat; rote, sandige Konglomerate mit vorwiegend Quarz-, Tonschiefer- und Porphyrgeröllen. Letztere Hasel- bis Walnußgröße selten überschreitend.

rm. Mittelrotliegendes.

rm 2. Übergangsstufe wechselnder Grau-, Gelb- und Roterden. Wechselndes feuchteres und trockenes Klima.

Quarzporphyr } nur im Osten
Porphyrtuff } nur im Osten

Melaphyrdecken

Schönauer Schichten; Konglomerate und konglomeratische Sandsteine mit eingeschalteten Schiefertonen und Sandsteinbänkchen, oben vorwiegend rot oder schmutzig- bis fleckig-rot, unten vorwiegend hell. Gerölle von sehr ungleichmäßiger Größe, faustgroße Stücke nicht selten, aber auch noch größere Gerölle nicht fehlend. Eingeschaltet Ruppersdorfer Kalk.

rm 1. Stufe der Braun- und Grauerden. Feuchtes Klima.

rm 1β Märzdorfer Schichten. Braune, dünnschichtige Sandsteine, teils als Arkosesandstein, teils mit Tonschieferpartikelchen, mit eingeschalteten grauen Schiefertonbänken, mit

Pflanzenresten und *Anthracosien*, nach oben zu im Bobergebiet übergehend in Tonschieferkonglomerate und Konglomeratschiefer.

rm1α Klein-Neundorfer Schiefer. Graue und schwarze bituminöse Schiefer in Verbindung mit sandigen Schiefern, mit Lebacher Fauna und Pflanzenresten.

Unterrotliegendes fehlt.

Man wird erwarten können, daß eine klimatisch-fazielle Gliederung für ein größeres Gebiet Geltung besitzt, daß sich also im vorliegenden Fall der Klimawechsel in gleicher Weise mindestens auch in der benachbarten mittelsudetischen Mulde im Süden des Riesengebirges, sowie noch weiter im Westen erkennen läßt. Das ist auch in der Tat der Fall.

Wie schon oben erwähnt, dürften die roten, z. T. auch ins Graue gehenden Ruppersdorfer (Braunauer) Kalke unserer „Übergangsstufe" angehören. Das hangende Oberrotliegende entspricht dann auch hier der „Roterdenstufe", während die älteren grauen oder schwarzen *Walchien*- und *Anthracosien*-Schiefer mit den dunklen Ottendorfer Kalken „Grauerdenstufe" sind. Allerdings zeigt sich die letztere hier nicht in ganz der gleichen Reinheit wie im Norden, da auch rotbraune Konglomerate und Sandsteine in dieser Stufe nicht fehlen.

Das gleiche gilt auch von Thüringen. Die Grauerdenstufe wird hier durch die grauen unteren Goldlauterer Schichten vertreten, die aber nicht überall entwickelt sind und die auch gelegentlich rötliche Einschaltungen enthalten, wie z. B. auf Blatt Schmalkalden. Am klarsten zeigt sich der Klimawechsel auf Blatt Oberhof am Raubschloß, wo unten 50 m graue Goldlauterer Schichten mit dem *Acanthodes*-Schiefer anstehen, überlagert von 100 m roten Goldlauterer Schichten, die bereits unserer Übergangsstufe zuzuzählen sind. Man wird daher auch wohl dort, wo nur rote Goldlauterer Schichten vorhanden sind, wo also Manebacher Schichten unmittelbar von roten Goldlauterer Schichten überlagert werden, wie z. B. auf Blatt Ilmenau, eine der Grauerdenstufe entsprechende Lücke annehmen müssen, auch wenn ungleichförmige Lagerung nicht zu beobachten ist. Erosionsdiskordanzen liegen ja gerade in einer kon-

tinentalen Schichtenfolge durchaus nahe, und man wird um so eher hier mit einer solchen rechnen dürfen, als die Goldlauterer Schichten über die Manebacher auf die Gehrener Schichten übergreifen. FRECH spricht daher auch im Gegensatz zu den Blatterläuterungen der Geologischen Landesanstalt folgerichtig von einer Diskordanz zwischen den Goldlauterer und den älteren Schichten[16]).

Der Übergangsstufe gehören dann auch die Protritonschiefer der nächsthöheren Oberhöfer Schichten bei Oberhof selbst an. Ob die jüngeren Tuffe (ρ) der Oberhöfer Schichten mit roten Konglomeraten (σ), Schiefertonen und dünnschichtigen Sandsteinen (τ) auch noch in diese Zeit oder schon in die eigentliche Roterdenstufe hineinfallen, läßt sich zunächst nicht entscheiden. Die Tambacher Schichten sind dann sicher unserer Roterdenstufe einzureihen.

Vortrefflich fügt sich dann ganz im Westen, im Saargebiet, die Gliederung des Mittel- und Oberrotliegenden diesen klimatischen Stufen ein. Die schwarzen Schiefer der Unteren Lebacher Schichten mit den Tonsteingeoden und der charakteristischen Fauna (Stufe des *Acanthodes Bronni*) ist Vertreter der Grauerdenstufe im Osten. Die Oberen Lebacher (Tholeyer) Schichten mit ihren hellrötlichen bis violettgefleckten und weißen Arkosesandsteinen, den roten und grauen Schiefertonen mit Pflanzen geben in ihrer ganzen Zusammensetzung vollständig den Charakter der Übergangsstufe im Norden des Riesengebirges wieder. Von den Söterner Schichten gilt das soeben von den obersten Oberhöfer Schichten, den Tuffen (ρ) mit roten Einlagerungen Gesagte. An sich scheint es das Natürliche, sie schon als Roterdenstufe aufzufassen, der dann die Waderner und Kreuznacher Schichten einzureihen sind.

Kann somit die klimatische Gliederung des nordsudetischen Mittel- und Oberrotliegenden allgemeinere Bedeutung beanspruchen, so fragt es sich, ob dieselben klimatischen Gesichtspunkte auch für einen Vergleich der verschiedenen Gebiete des Unterrotliegenden, das im Norden des Riesengebirges nicht vertreten ist, Geltung haben. Das scheint vorläufig nicht der Fall zu sein, wie sie ja auch im Oberkarbon nicht für eine Gliederung

---

[16]) FRECH: Lethaea palaeozoica II, 3 Dyas, S. 533.

herangezogen werden können. Finden sich ja doch im Oberkarbon, für das im wesentlichen bei uns in Deutschland ein feuchtwarmes Klima angenommen werden kann, bekanntlich auch rote Ablagerungen (Niederschlesien, Saargebiet), die auf ein trockenes Klima hindeuten und dementsprechend taub sind. Am augenfälligsten ist dies wohl in der Wettiner Gegend, wo diese roten Ablagerungen früher auch für Rotliegendes gehalten wurden, bis K. v. FRITSCH[17]) den Nachweis ihres oberkarbonischen Alters erbrachte, und wo die Entfernung bis zu den flözführenden Ablagerungen der Wettiner Schichten nur wenige Kilometer beträgt.

Während also im Mittel- und Oberrotliegenden das Klima auf weite Strecken hin einigermaßen gleichmäßig war und wohl auch gleichmäßig sich verschob, war dies im Unterrotliegenden und vorher im Oberkarbon noch nicht der Fall. Man geht wohl nicht fehl, wenn man die Ursache in der Oberflächengestaltung der damaligen Zeit sucht, und zwar in den Resten des Variszischen Gebirges, das erst am Beginn des Mittelrotliegenden soweit abgetragen war, daß ein einigermaßen gleichartiges Klima auf weite Flächen hin Platz greifen konnte.

---

[17]) F. BEYSCHLAG und K. v. FRITSCH: Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende in der Provinz Sachsen. Abhandl. d. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Heft 10, S. 173, 1899.

Die Verwendung der Bauschanalysen klastischer Gesteine zu geologischen Vergleichen unter besonderer Berücksichtigung des Buntsandsteins[1]).

Von Herrn H. Stremme in Danzig-Langfuhr.

Vortrag, gehalten auf der Hauptversammlung in Breslau am 31. Juli 1922.

Die Bauschanalysen klastischer Gesteine, deren die geologische Literatur eine große Zahl birgt, werden hauptsächlich zur Feststellung des Mineralgehalts oder der Nutzbarkeit, selten zu geologischen Vergleichen verwendet, d. h. zur Feststellung der besonderen Umstände der Ablagerung. Ansätze hierzu finden sich bereits in G. Bischofs Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie[2]). Trotzdem später erst bedeutendes Material an Sedimenten analysiert und gelegentlich auch ein Vergleich zwischen heutigen und fossilen an Hand der Analysen ausgeführt wurde, sind solche für paläogeographische Untersuchungen noch nicht grundsätzlich bearbeitet worden, wie u. a. auch die Durchsicht etwa der einschlägigen Werke J. Walthers und K. Andrées einerseits, E. Dacqués und Th. Arldts andererseits zeigt. J. Roths chemische Geologie und F. W. Clarkes Data of Geochemistry gehen auf diese den Geologen besonders berührenden Fragen nicht ein.

Bereits G. Bischof hatte die Zahlen der empirischen Analysen nur nach Umrechnung unter Fortfall derer des Wassers, der organischen Substanz, der Karbonate und Salze miteinander verglichen. Wir wollen hier nur den Teil der klastischen Gesteine herausgreifen, welcher mit der Tonerde in direkter Verbindung steht oder stehen kann, weil wir dann eine feste Grundlage für Vergleiche erhalten. Mit der Tonerde stehen in Verbindung hauptsächlich die übrigen Bestandteile der Tone, der Glimmer und der Feldspate, nämlich die Alkalien, die Erdalkalien, die Kiesel-

---

[1]) Der Vortrag erscheint ungekürzt unter Beifügung der auf der Hauptversammlung gezeigten Tabellen in den „Abhandl. d. naturf. Ges. zu Danzig", 1923.

[2]) Bd. III, Bonn, 1866.

säure und das Wasser. Die genannten Mineralgruppen machen neben Quarz und Karbonaten den weit überwiegenden Hauptteil der klastischen Gesteine aus. Während aber der Anteil des Quarzes durch die Beziehung der Tonerde zur Kieselsäure auszudrücken ist, stehen die Karbonate ganz für sich und sollen vorläufig aus der Erörterung ausscheiden. Bei den Feldspatresttonen, den Glimmern und den Feldspaten schwankt das Molekularverhältnis von Tonerde und Kieselsäure zwischen $1\,Al_2O_3 : 2\,SiO_2$ bis $1\,Al_2O_3 : 6\,SiO_2$. Dazu kommen 0—1 Molekel (Alkalien + Erdalkalien) und 2—0 Molekel H_2O. Bei den Geolyten (Allophantonen) sind die Zahlen der Molekularverhältnisse 0 bis > 1 (Alkalien + Erdalkalien): $1\,Al_2O_3$: 0,4—8 (— 14) SiO_2: 4—19 H_2O. Hier schwanken die Zahlen also in weiteren Grenzen als bei der Gruppe der Feldspatreste und Feldspate[3]). Wenn wir bei den gewöhnlichen Analysen der Trümmergesteine die Zahlen der Alkalien, Erdalkalien, der Kieselsäure und des Wassers (unter Berücksichtigung etwaiger in Salzen, Eisenoxyd usw. gebundener Teile) auf 1 Molekel Al_2O_3 berechnen, so haben wir eine einfache mineralchemische Grundlage, welche gestattet, gewisse Anteile an Mineralien in den Gesteinen festzustellen. Als Beispiel diene die nachstehende Analyse roter Buntsandsteinletten vom östlichen Abhang des Karlsberges bei Neudeck in Oberschlesien, welche H. Eck in seiner Dissertation mitgeteilt hat:

	Gewichtsprozente	Molekularverhältnis
SiO_2	54,872	6,30
Al_2O_3	14,763	1
Fe_2O_3	14,793	—
CaO	0,980	0,12
MgO	0,393	0,07
K_2O	2,627	0,19
Na_2O	0,480	0,05
H_2O	9,116	3,12
FeS_2	2,250	—
	99,274	

Die Molekularzahlen der Alkalien und Erdalkalien ergeben zusammen 0,44. Nimmt man daraufhin an, daß die Letten hauptsächlich aus Feldspatresten beständen, so würden in dem Tonmineral (einem dichten Glimmer) etwas mehr als 4 SiO_2 an 1 Al_2O_3 gebunden sein. Dazu käme

[3]) Vgl. H. Stremme: Wasserhaltige Aluminiumsilikate in C. Dölters Handb. d. Mineralchemie, II, S. 30—94, 1914.

etwas weniger als 1 H_2O. Es kann demnach etwas weniger als 1/3 der SiO_2 Quarz sein, während die übrigen 2/3 sich auf Feldspate und Feldspatreste (bis zum Kaolin) verteilen können. Die Molekularzahl für Wasser würde bei geringer Menge an Fe_2O_3 für die Anwesenheit von ziemlich viel geolytischem Material in den Letten sprechen. Die fast 15% Fe_2O_3 könnten aber bis zu 5% H_2O enthalten. Dadurch würde die Molekularzahl für H_2O sich der 1 nähern. Für eine weitergehende mineralchemische Diagnose müßten chemische Spezialuntersuchungen einsetzen, wie Unterscheidung von Fe_2O_3 und FeO, Versuch den Wassergehalt des Fe_2O_3 zu bestimmen, Auflösen der Letten mit Salzsäure, Schwefelsäure, Flußsäure usw.[3a]). Aber immerhin gibt die obige Berechnungsweise der Analyse bereits einige Anhaltspunkte für die mineralische Zusammensetzung.

Die Berechnung ist so auszuführen, daß die einzelnen gewichtsprozentischen Zahlen der Analyse durch die betreffenden Molekulargewichte dividiert und die so gewonnenen Molekularquotienten auf den Nenner $Al_2O_3 = 1$ gebracht werden. Nach der Gleichung (g = Gewichtsprozente, m = Molekulargewicht)

$$\frac{g\ SiO_2}{m\ SiO_2} : \frac{g\ Al_2O_3}{m\ Al_2O_3} = g\ SiO_2 \cdot \frac{m\ Al_2O_3}{m\ SiO_2} : g\ Al_2O_3$$

läßt sich die Methode sehr vereinfachen und beschleunigen, zumal wenn man kleine Logarithmentafeln oder Rechenmaschinen zu Hilfe nimmt.

Insgesamt wurden für den Vortrag 268 Analysen von Trümmergesteinen auf die vorstehende Weise berechnet und miteinander verglichen. Sämtliche Analysen wurden der Literatur entnommen. Die Zahl der Analysen mußte groß sein, damit zufällige Besonderheiten einzelner Gesteine durch Vergleich ausgeschaltet werden konnten. Um zahlreiche Werte miteinander vergleichen zu können, benutzt man in der Petrographie gern graphische Darstellungen. Solche werden sich später auch für geologische Vergleiche verwenden lassen, doch konnte damit nicht angefangen werden, da erst die Grundsätze des Vergleichs zu kennzeichnen waren.

[3a]) Vorbildlich ist hier E. A. WULFINGS Untersuchung württembergischer Kennermergel. Jahresh. vaterl. Naturkunde Württemb. 1900, 56, S. 1—46.

Die 268 Trümmergesteine wurden zunächst in tonig und sandig gesondert. Die weitere Unterscheidung erfolgte nicht nach petrographisch-mineralogischen Gesichtspunkten, sondern nach geologischen und geographischen. Die heutigen wurden von den fossilen Gesteinen geschieden, jene weiter nach Ablagerungsbereichen: Meer, Salzwasserbinnensee, Fluß, Boden bei Tonen; Fluß, Strandwall, Küstendüne, Binnendüne, Wüste bei Sanden. Aber auch diese wurden noch weiter eingeteilt z. B. unter den Flußtonen die im Wasser suspendierten Trüben und die am Boden abgelagerten Schlicke unterschieden, ferner die des Nils und für einige Zahlen insgesamt die subtropischen und tropischen abgetrennt, auch die im Brackwasser der Mündungsgebiete der Elbe und Weichsel niedergeschlagenen Schlicke. Unter den Böden wurden nur solche Tonböden herangezogen, welche durch die Verwitterung der Kalksteine entstanden sind, darunter dann besonders die meist fossile *Terra rossa* der Karstgebiete. Bei den Flußsanden wurden einige Unterschiede zwischen deutschen und schwedischen (des verschiedenen Klimas wegen) gemacht.

An fossilen Gesteinen wurden außer denen des Buntsandsteins ein Ton, Tonsteine und ein Sandstein des Rotliegenden, Salztone des Zechsteins (auch des elsässischen Oligocäns), ferner jungdiluviale Talsande, Löß und tertiäre Braunkohlensande zum Vergleich benutzt. In einem Falle wurden weder geologische noch geographische, sondern chemische Teilungsgründe befolgt. Unter den rezenten Analysen der Meerestone waren 13, welche vor der eigentlichen Untersuchung einheitlich mit Wasser zum Auslaugen der Seesalze und mit Essigsäure zum Auslaugen der Karbonate behandelt waren. Die beiden Lösungsmittel hatten auch die Tonsubstanzen angegriffen. Im ganzen entsprach die Zersetzung etwa einer starken Verwitterung.

In diesen zahlreichen Gruppen mußten stets die 6 Bestandteile (K_2O, Na_2O, CaO, MgO, SiO_2, H_2O) einzeln angegeben werden, ferner waren die Angaben über Sulfate, Chloride, P_2O_5, CO_2, TiO_2, Fe[3b]), FeS_2, Mn[3b]), BaO, organische Substanz usw. zu beachten.

So viele Gruppen und Teile machen die graphische Darstellung unübersichtlich und damit wertlos. Dagegen wurde eine Zusammenfassung des großen Analysenmaterials benutzt, welche auf den ersten Blick etwas Ungeologisches

[3b]) Statt der verschiedenen; meist aber nicht getrennten Oxyde.

zu haben scheint. In den einzelnen Gruppen wurden Durchschnittszahlen aus den mehr oder weniger zahlreichen Analysen berechnet und miteinander verglichen. Solche Durchschnittszahlen erinnern etwas an die Mischungen, welche Chemiker (besonders die amerikanischen) vor der Analyse mit Gesteinen vornehmen, um eine Durchschnittszusammensetzung zu erhalten. So hat F. W. Clarke, um die Durchschnittszusammensetzung der roten Tiefseetone festzustellen, deren 51 miteinander gemischt und dann analysiert. Bekanntlich hat der Chemiker im allgemeinen keine klare Vorstellung vom Werte des Fundortes und der großen individuellen Verschiedenheit innerhalb der Gesteinsarten. Mit Recht hat J. Walther[4]) bereits 1891 eine ähnliche Mischanalyse von Saharasanden zurückgewiesen. Aber hier werden aus den Einzelanalysen Durchschnittszahlen berechnet, um die allgemeinen Eigenheiten der einzelnen Gruppen vor den individuellen der einzelnen Gesteine hervortreten zu lassen. Wenn infolge zu vieler Gruppen und Teile graphische Darstellungsweisen unanwendbar sind, so bleibt nur die Berechnung der Durchschnittszahlen zum Auffinden und Erläutern der allgemeinen Typencharaktere. Zum direkten Bestimmen unbekannter Gesteine darf man allerdings solche Durchschnittszahlen nicht verwenden, dafür schwanken die Zahlen der Einzelanalysen meist zu stark, sondern nur zum vorsichtigen Vergleichen, welches auf breiter Grundlage ausgeführt werden muß. Stets sind daneben die Analysen der einzelnen Gesteinsindividuen im Auge zu behalten. Wenn dies geschieht und die Zahl der zu vergleichenden Analysen recht groß ist, so lassen sich mit Hilfe der oben beschriebenen Berechnungsweise gut kennzeichnende Merkmale der verschiedenen Medien feststellen.

1. Die Tone[5]).

Unter den Tonen war am wichtigsten ein Vergleich zwischen Meeresschlammarten (16 Analysen von Flach- und Tiefseetonen) und Flußschlicken (30 Analysen, ferner 8 von Nilschlicken). Die Analysen waren nicht immer

---

[4]) J. Walther: Die Denudation in der Wüste und ihre geologische Bedeutung. Abh. math. phys. Kl. Kgl. sächs. Akd. Wiss., XVI, 3, 1891, S. 491—92.

[5]) Infolge der durch die knappen Geldmittel notwendigen Raumbeschränkung können hier nur spärliche Zahlenangaben gegeben werden.

vollständig. Öfter waren die Alkalien nicht bestimmt, vielfach bei den Erdalkalien nicht festgestellt, welche Teile etwaiger Kohlensäure an CaO und an MgO gebunden waren. TiO_2, in der Regel bei der Tonerde mitgewogen, ist bei den älteren Analysen noch häufiger als bei den heutigen übersehen, doch ist dieser nach den festgestellten Mengen geringe Fehler bei beiden Gruppen gemacht, so daß er bei einem Vergleich ausfällt. Die 6 berechneten Bestandteile ergaben:

	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	SiO_2	H_2O
Meer . . .	0,17	0,33	0,23	0,56	7,04	2,51
Fluß . . .	0,24	0,16	0,15	0,24	9,33	3,28

Die größten Unterschiede liegen hier bei dem Natron und der Magnesia, bei dieser noch auffallender als bei jenem. Während die 4 anderen Werte ein geringfügiges Schwanken aufweisen, sind die Zahlen für Na_2O und MgO bei den Meerestonen zweimal und zweiundeindrittelmal so groß als bei den Flußtonen. Diese beiden Bestandteile sind es, welche durch die oben skizzierte Auslaugung der 13 Meerestone mit Wasser und Essigsäure (vor Kieselsäure) am stärksten aus der Zusammensetzung verschwanden. Na_2O und MgO sind nicht etwa nur in Form der Chloride und Sulfate in den Meerestonen enthalten, sondern auch in den Tonerdesilikaten, wenn auch nicht gebunden wie K_2O, das wenig durch die Essigsäure angegriffen wurde, sondern adsorbiert. Die starke Aufnahme des Na_2O und besonders des MgO ist ganz allgemein bei meerwasserähnlichen Salzlösungen zu beobachten. Unter den Nilschlicken haben solche, welche Salzausblühungen zeigen, auch mehr MgO adsorbiert als die sonstigen Flußtone. Von E. Kalkowsky analysierter Schlamm aus einer Kalahorisalzpfanne hat ganz besonders viel MgO, auch viel Na_2O adsorbiert, die Salztone des Zechsteins[6]) sind auch sehr reich an MgO, doch zeigen sie durchschnittlich wenig Na_2O. Die Flußschlickarten der Elbe unterhalb Hamburg im Brackwasser abgelagert sind ebenfalls durch ziemlich viel MgO und Na_2O ausgezeichnet, desgleichen ein Ton des Weichseldeltas. Im Gegensatz dazu sind die Flußtrüben besonders arm an MgO (1/4 der Zahl für

[6]) Die Analysen der Salztone des elsässischen Oligocäns, von R. Görgey herrührend, unterscheiden nicht zwischen den einzelnen Karbonaten auf Grund von Versuchen und können daher nicht zum Vergleich dienen.

die Meertone), doch enthalten sie mehr Na_2O als die Flußschlicke. Die auf Kalksteinen gebildeten Tone, besonders die *Terra rossa* sind an beiden arm bis sehr arm. Danach kann als ein besonderes Kennzeichen der Salzwassertone angesehen werden, daß sie viel MgO aus dem Salzwasser adsorbieren, auch wohl (zum Teil je nach der Massenwirkung?) Na_2O.

Das K_2O ist dagegen nicht auf diese Weise zu erklären. Unter den Flußtonen sind die tropischen und subtropischen durch einen besonders niedrigen Gehalt an K_2O ausgezeichnet und zwar haben fast alle tropischen und subtropischen weniger als fast alle des gemäßigten Klimas. Danach läßt sich an den Zahlen für das Kali die Auslaugung durch das Klima schätzen.

An CaO haben mehr als die Meerestone die des Nil und des Toten Meeres, also ausgesprochener Trockengebiete mit Salzwasser oder Salzwasserzuflüssen. Dagegen hat bei der allerdings partiellen Analyse des Kalaharisalzschlammes E. Kalkowsky kein CaO angenommen (es sei vorher als $CaCO_3$ abgeschlämmt worden). Die sonstigen Flußtrüben und -schlicke und die aus den Kalksteinen ausgewitterten Tonböden haben weit weniger CaO als die Meerestone. Höherer Kalkgehalt kann danach sowohl bei Tonen im Meerwasser als auch im Flußwasser trockener Gebiete auftreten, also auch vom Salzwasser niedergeschlagen sein wie weit stärker das MgO und das Na_2O. Die Salztone des Zechsteins haben dagegen weniger CaO als die Meerestone. Das CaO begleitet im geringen Grade das MgO.

Die Kieselsäure ist bei den Flußtrüben niedriger als bei den Meerestonen, bei welchen einige des nördlichen Atlantischen Ozeans recht reich an SiO_2 sind. Mehr als die Flußschlicke im allgemeinen haben durchschnittlich die z. T. schon sandigen Flußschlicke der Unterelbe. Im allgemeinen wird wohl zutreffen, daß die gewöhnlichen Flußschlicke sandiger sind als die meist aus den feinen Flußtrüben abgesetzten Meerestone.

Die höhere Zahl für das H_2O der Flußschlicke erklärt sich z. T. wohl aus deren vielfach beträchtlichem Gehalt an organischer Substanz, deren Bestimmung als „Humus“ ziemlich ungenau ist. Die Flußtrüben haben weniger H_2O als die Meerestone, die Nilschlicke etwa das gleiche, die Flußschlicke der Unterelbe und des Weichseldeltas und

die Böden wieder mehr. Dieses Verhalten der Wasserzahlen wird am ehesten durch die in vielen Fällen angegebenen Werte für die organische Substanz erklärt.

Vergleichen wir nun mit den rezenten Tonen die des Buntsandsteins, so mögen hier die folgenden drei Durchschnittswerte für solche des Unteren, des Mittleren und des Oberen Buntsandsteins von deutschen Fundorten angegeben werden:

	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	SiO_2	H_2O	Zahl der Analysen
Unterer Buntsandstein	0,27	0,16	0,17	0,36	5,64	2,13	7
Mittlerer "	0,23	0,19	0,15	0,15	9,62	2,83	3
Oberer "	0,25	0,15	0,07	0,47	5,12	1,77	11

Am stärksten fallen die Unterschiede bei Mg O ins Auge. Die drei Tone des Mittleren Buntsandsteins haben erheblich weniger daran als die des Unteren und des Oberen. Sie sprechen für Salzwasser bei diesen und vielleicht für Süßwasser bei jenen. Für Na_2O und Ca O sind die entsprechenden Unterschiede nicht festzustellen. Die hohe Zahl für K_2O entspricht keiner erheblichen Auslaugung etwa in feuchten Tropen oder Subtropen, sondern höchstens einer des gemäßigten (oder vielleicht eines trockenen?) Klimas. Die sandreicheren Tone des Mittleren Buntsandsteins mit der durchschnittlich höheren SiO_2-Zahl könnten eher im bewegteren (Fluß-) Wasser als im weniger bewegten (Becken) niedergeschlagen sein.

Außerdem sind noch fünf Analysen von Rötletten Oberschlesiens (P. Assmanns Neudecker Schichten, zum Teil so_1, zum Teil so_1 [ro?]) vorhanden. Sie zeigen keinen Salzwassercharakter, sondern sind Tonböden auf Karbonatgestein oder Flußschlicke mit geringerer Auslaugung als bei der *Terra rossa* des Karstes, mehr entsprechend den heutigen deutschen Tonböden auf Karbonatgestein. Sie sprechen gegen trockenes Klima, in welchem Auslaugung von Karbonatgesteinen zu Tonböden nicht vorkommt.

Drei alpine Salzgebirgsmergel von Berchtesgaden und Aussee sind ausgesprochene Salzwassertone, wenn auch mehr von der Art der gewöhnlichen Meerestone als der Salztone des Zechsteins.

Auch bei den oberschlesischen Rötletten (bei den drei Tonböden fehlt allerdings die Alkalibestimmung) und den alpinen Salzgebirgsmergeln stimmt die Zahl für K_2O mit

den obigen überein, während z. B. die Salztone des Zechsteins niedrigere Zahlen (0,17, 0,19) haben.

Nach Ansicht vieler Geologen stammt das Material des Buntsandsteins aus dem Rotliegenden. Der Vergleich mit den vorhandenen sechs Analysen von Rotliegendtonen (einer des Mittelrotliegenden von Schiltach, fünf von unter- und oberrotliegenden Tonsteinen der nordöstlichen Rheinpfalz) zeigt nicht unerhebliche Unterschiede:

	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	SiO_2	H_2O	Zahl der Analysen
Mergeliger Ton von Schiltach . . .	0,21	0,05	0,007	0,02	4,7	0,5	1
Tonsteine der Rheinpfalz	0,12	0,05	0,05	0,1	6,6	0,9	5

Unter sich stimmen die Rotliegendtone recht gut überein. An Erdalkalien und Na_2O sind sie wesentlich ärmer als die Buntsandsteintone, so daß im Vergleich mit ihnen selbst die des Mittelbuntsandsteins Salzwassercharakter zu haben scheinen. K_2O ist besonders bei den Tonsteinen nicht unbeträchtlich weniger vorhanden, man hat den Eindruck einer stärkeren, feuchten Verwitterung des Rotliegenden. Die Kieselsäurezahl zeigt geringeren Sandgehalt als bei denen des Mittelbuntsandsteines. Der geringe Wassergehalt dürfte auf die stärkere Verhärtung der Tone zurückzuführen sein. Die oberschlesischen Letten (so_1 P. Assmanns) stimmen besser zu den übrigen Buntsandsteintonen als zu den rotliegenden. Nach den Analysen würde man die Buntsandsteintone nicht von den rotliegenden herleiten.

2. Die Sande.

Bei den Sanden geben die auf die beschriebene Weise berechneten Zahlen einen quantitativen Ausdruck für die Aufbereitung wieder. Der Quarz ist vermöge seiner großen chemischen Widerstandsfähigkeit und der fehlenden Spaltbarkeit von den hauptsächlichsten Bestandteilen der Sande der dauerhafteste. Die Feldspäte verwittern und werden bei dem Transport mechanisch zerspalten. Die Tonmineralien werden durch stärkere Säuren zersetzt und bei dem Transport abgeschlämmt oder ausgeblasen. Ähnlich Glimmerarten. Kalzit, Dolomit, Eisenoxyd sind chemischen und mechanischen Einflüssen unterlegen. Wenn chemische Agentien und mechanische Kräfte besonders des Transportes auf Sande wirken, so wird Quarz angereichert und die vorstehend genannten anderen Mineralien, welche neben Quarz

einen Hauptanteil an den Sanden ausmachen, zerstört oder entfernt. (Auf gelegentlich in größerer Menge in Sanden auftretende Mineralien wie Magneteisen, Granatarten, Topas, Zirkon usw. soll nicht weiter eingegangen werden.) Die Vergrößerung des Quarzgehaltes drückt sich bei der Berechnung in der erhöhten Kieselsäurezahl aus. So zeigen:

	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	SiO_2	Schwanken des SiO_2	H_2O	Zahl der Analysen
lußsande	0,25	0,28	0,29	0,33	15,97	4,45— 46,91	1,07	13
randwallsand . .	0,44	0,42	0,20	1,01	78,28	—	0,84	1
üstensande . . .	0,44		0,18	0,02	146,37	38,04— 233,08	—	5
ert. Braunkohlen-sande	0,67	0,40	0,40	0,16	249,70	29,35—1907,63	(7,76)	11

Die Kieselsäure der Flußsande (es handelt sich um acht deutsche und fünf schwedische) schwankt innerhalb weiter Grenzen. Nimmt man noch drei nordostdeutsche, jungdiluviale Talsande hinzu, so steigt sie auf 56,4. Aber bei diesen 16 reicht keiner an den erheblich höheren Strandwall der Ostsee heran, bei welchem *die Brandung eine stärkere Sonderung* vorgenommen hat als bei den verschiedenen Flüssen. *Die Sonderung kann bei Wüstensanden noch erheblich höher gehen,* da der Wind ein stärkeres Saigerungselement als das bewegte Wasser ist. *Chemische Einflüsse*, wie sie bei Braunkohlenwässern (in solchen und in Moorwässern ist außer freier Kohlensäure nicht selten auch freie Schwefelsäure nachgewiesen) vorliegen, *können* jedoch *ein noch weit stärkeres Aufbereiten und Isolieren des Quarzes hervorrufen als der Wind.* Diese Folgerung aus den Analysen entspricht dem Beobachtbaren. Die Berechnungsart ermöglicht einen quantitativen Ausdruck für die Aufbereitung.

Bei fünf Küstendünen der Nord- und Ostsee schwanken die Kieselsäurezahlen zwischen 66,94 und 109,29, Durchschnitt 87,77. Bei 12 Dünensanden auf diluvialen und rezenten Talsanden Deutschlands haben wir ein Schwanken zwischen 21,96 und 183,56, Durchschnitt 72,87. Auch da ist die *starke Aufbereitung durch den Wind* erkennbar. Ob nicht auch die Meeresbrandung schwächer oder stärker aufbereiten kann, als die eine Zahl des Ostseesandes angibt, muß dahingestellt bleiben. Die Küstendünensande sind durch den Wind aufbereitete Strandwallsande, haben sich also unter zwei Transportkräften verändert. Taldünen Deutschlands und Wüstensande zeigen neben hohen

Kieselsäurezahlen auch recht niedrige. Daraus folgt, daß bei Vergleichen niedrige Zahlen geringere Beweiskraft haben werden als höhere.

Von den anderen Bestandteilen fällt am meisten das Verhalten der Magnesia auf, welche bei dem einen Strandwallsand in einer Menge vorhanden ist, welche der von Salzwassertonen gleichsteht. Man wird von dieser einen Zahl nicht auf das gleiche Verhalten aller Meeressande schließen dürfen. Unter den 13 Flußsanden haben sechs zwischen 0,15 und 0,25 Mg O (Durchschnitt 0,22), dreimal ist ferner eine Summe für Ca O und Mg O zwischen 0,18 und 0,27 berechenbar; ein Odersand von Schwedt hat 0,99 Mg O, doch ist nicht mit Sicherheit festzustellen, ob nicht umgelagerter oligocäner Grünsand vorliegt, wie er in der Nähe reichlich ansteht. Ein mariner mitteloligocäner Glaukonitsand hat 0,85[7]). Möglich ist danach, daß Meeressande ebenfalls die Absorption der Magnesia zeigen und an dieser die Wirkung des Salzwassers erkennbar ist. Die Sande der Küstendünen haben durchschnittlich 0,25. Man kann bei diesen umgelagerten und ausgewaschenen Seesanden keine hohe Zahl für Mg O erwarten. Der Strandwallsand hat auch verhältnismäßig viel Na_2O, nur die Binnendünen haben mehr.

Die Alkalien zeigen bei den Flußsanden im Durchschnitt 0,53, darunter acht deutsche 0,47, jedoch fünf schwedische 0,64. Drei jungdiluviale Talsande Nordostdeutschlands sogar 0,83. Es liegt nahe, anzunehmen, daß wenigstens bei Sanden dieser Gruppe die atmosphärische Verwitterung die Zahl für die Alkalien beeinflußt. Die hohe Zahl für die Alkalien der Braunkohlensande ist so zu erklären, daß die mit sehr hoher Kieselsäurezahl geringfügige Menge an anderen Stoffen, z. B. Tonerde und den Alkalien enthalten. Das Verhältnis dieser zueinander ist daher höchst unsicher. Bei Braunkohlensanden mit wenig Kieselsäure, z. B. einem pliocänen Sandstein von Gimnick (Rheinland) mit 29,35 und einem miocänen Sand vom Elbsteilufer bei Besenhorst mit 34,49, ist die Zahl für die Alkalien 0,22 bzw. 0,38 also besonders niedrig, wie man es bei ausgelaugten Sanden erwarten muß. Die deutschen Binnendünen haben mit 0,98 und vier Ostseedünen mit

---

[7]) Die hohen Zahlen für MgO sind sämtlich bei Analysen eines bestimmten Chemikers festzustellen, welcher häufig auffallend viel MgO angibt. Die Analysen sollten nachgeprüft werden.

0,84 hohe Zahlen für die Alkalien, welche die Abwesenheit von Tonen und die Anwesenheit von Feldspat beweisen, Erscheinungen, die auch mit bloßem Auge bei den Dünensanden zu erkennen sind. Die Wüstensande haben Alkalien zwischen einer Spur und 0,68 (als K_2O berechnet). Die Analysen sind nicht besonders gut. Nach J. WALTHER[8]) kann man in den Wüsten zerfallene Eruptivgesteine ohne Auslaugung der Alkalien und zerfallene Verwitterungsprodukte früherer Zeiten mit hoher Auslaugung erwarten. — Das Verhalten des CaO ist unklar, das des Wassers durch nicht getrennte organische Substanz oder deren unzulängliche Bestimmung nicht zu verwerten.

Demnach lassen sich aus den Zahlen der Kieselsäure, der Alkalien und vielleicht auch der Magnesia Vorstellungen über die Aufbereitung, die atmosphärische Verwitterung und vielleicht Salzwasserwirkung gewinnen.

Vergleichen wir nun die Zahlen für die Sandsteine der Buntsandsteinformation.

	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	SiO_2	Schwanken der Kieselsäure	H_2O	Zahl der Analysen
Unterer Buntsandstein (Deutschland) . . .	0,33	0,18	0,21	0,28	14,66	13,80—19,44	1,32	10
Unterer Buntsandstein (England)	0,35	0,35	0,52	0,70	38,29	—	0,66	1
Mittlerer Buntsandstein	0,37	0,11	0,05	0,08	38,70	22,73—87,07	1,10	9
Oberer Buntsandstein .	0,44	0,21	0,11	0,18	21,84	8,72—40,64	1,16	8

Was zunächst die Kieselsäure anlangt, so sehen wir bei den deutschen Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins (einer von Heidelberg, zwei von Würzburg, sieben von Niederhessen) auffallend geringes Schwanken, wie es bis jetzt noch für keine Abteilung der heutigen Sande festgestellt ist. Bei 28 Analysen deutscher Lößvorkommen ist ein Schwanken von 8,14 bis 18,30 um 12,24 herum zu berechnen. Der Löß ist ein gleichmäßig gemischtes und sedimentiertes, staubförmiges Windsediment und an sich natürlich mit den Sandsteinen nicht zu vergleichen. Aber denen des Unteren Bundsandsteins dürften eine ähnlich gleichmäßige Sedimentation und ähnlich gleichmäßige Mengen an Quarz, Feldspat und Ton wie dem Löß zuzuschreiben sein. Sie dürften in einem Becken gleichmäßig abgelagert sein. Der eine eng-

[8]) J. WALTHER: Das Gesetz der Wüstenbildung, II. Aufl., 1912, S. 255.

lische Sandstein ist die einzige Probe aus einem Bohrkern. Sie zeigt eine stärkere Aufbereitung. Besonders bemerkenswert sind die hohen Zahlen für Mg O, Ca O, Na_2 O bei dem englischen Sandstein, welche an Salzwasserwirkung denken lassen. Im Vergleich zu denen des deutschen Mittleren Buntsandsteins könnten die höheren Zahlen des deutschen Unteren ebenfalls in der gleichen Richtung gedeutet werden, doch sind sie sämtlich weit niedriger als bei dem englischen. Mg O schwankt zwischen 0,17 und 0,39, Ca O zwischen 0,02 und 0,47. Wenig Mg O trifft in ziemlicher Regelmäßigkeit mit wenig Ca O zusammen. Na_2 O schwankt zwischen 0,04 und 0,29, doch nicht regelmäßig mit den beiden anderen. Da die deutschen Sandsteinproben nicht aus Bohrlöchern herrühren, so könnte bei ihnen Auswaschung die niedrigeren Zahlen für die Erdalkalien und das Natron verursacht haben. Das K_2 O schwankt zwischen 0,21 und 0,57, durchschnittlich 0,33 und steht der Zahl für die Tone (0,27) recht nahe, zeigt eine mäßige Verwitterung des Ursprungsmaterials. K_2 O und Na_2 O zusammen 0,51. Die Verwitterung ist also der bei heutigen deutschen Flußsanden herrschenden nicht unähnlich.

Gegenüber der auffallenden Regelmäßigkeit des deutschen Unteren Buntsandsteins sind die Sande des Mittleren recht unregelmäßig. Es sind zwei linksrheinische (Kaiserslautern, Wittlich), vier Schwarzwälder, drei Odenwälder (Heidelberg, zwei König). Die höchste Si O_2 Zahl hat ein Kugelsandstein von König mit 87,07. Der Kugelsandstein wird in den Erläuterungen zu Blatt König (Wörth) der Hessischen Geologischen Landesanstalt als sekundär verkieselt beschrieben, ist also chemisch aufbereitet. Ebenfalls eine geringe chemische Aufbereitung kommt zwei Pseudomorphosensandsteinen von Blatt König und Blatt Heidelberg mit 22,73 bzw. 33,23 Si O_2 zu. Die beiden linksrheinischen und die vier Schwarzwälder Sandsteine und Konglomerate mit 37,65 (Kaiserslautern), 28,83 (Wittlich), 27,32 und 23,35 (zwei Ecksche Konglomerate von Blatt Obertal-Kniebis), 54,83 und 31,20 (zwei Hauptbuntsandsteine von Blatt Obertal-Kniebis) können aber nicht als chemisch aufbereitet angesehen werden. Hier dürfte nur die mechanische Aufbereitung in Frage kommen. Doch ist sie nicht beträchtlich. Besonders hohe Aufbereitung, wie sie bei den Wüstensanden und überhaupt bei den Windsedimenten vorhanden sein

kann, fehlt. Salzwassercharakter fehlt ebenfalls, die Erdalkalien haben ziemlich gleichmäßig niedrige Zahlen. K_2O schwankt zwischen 0,14 bei dem Kugelsandstein und 0,66 bei dem Heidelberger Pseudomorphosensandstein, die Alkalien zusammen zwischen 0,19 und 0,83. Der Durchschnitt ist mit 0,37 bzw. 0,48 der Durchschnittszahl des Unteren (0,33 bzw. 0,51) recht nahe. Auch hier ist also die Verwitterung der bei heutigen deutschen Flußsanden herrschenden nicht unähnlich, während die deutschen Binnen- und Küstendünen höhere und gleichmäßigere Zahlen für die Alkalien haben. Am ehesten paßt die Aufbereitung auf die von salzfreien Flußsanden, wobei allerdings die niedrigen Zahlen unter 20 fehlen. Das Material der süddeutschen Sandsteine und Konglomerate wird von den süddeutschen Geologen (A. Leppla, A. Sauer, M. Bräuhäuser, W. Schmidt, K. Rau u. a., ferner auch E. Philippi, J. F. Pompeckj) aus dem Rotliegenden hergeleitet. Analysen von süddeutschen Rotliegendsandsteinen und -konglomeraten fehlen mir. Ein Sandstein aus dem Unteren Rotliegenden von Alvensleben hat eine Kieselsäurezahl von 12 (ferner 0,27 K_2O; 0,22 Na_2O; 0,05 CaO; 0,15 MgO; 1,27 H_2O). Wahrscheinlich werden die süddeutschen auch nicht allzuhohe Zahlen haben. Die der Mittleren Buntsandsteine könnten nach der SiO_2-Zahl aus solchen durch Aufbereitung im Süßwasser hergeleitet werden, doch ist das K_2O niedriger, wenn auch innerhalb der Schwankungsgrenzen. Die eine Analyse eines nach F. Klockmann aus Eruptivgesteinen herzuleitenden Sandsteins will nicht viel besagen.

Auch die Sandsteine des Oberen Buntsandsteins sind nicht so gleichmäßig wie die des Unteren. Es handelt sich um zwei württembergische Plattensandsteine, einen nicht näher bestimmten badischen, einen Chirotheriensandstein von Kissingen, zwei Sandsteine von Würzburg, einen Feinsand aus Jenaer Dolomit und einen „kalkhaltigen Rötsandstein", der auch nicht mehr Sand enthält als der Jenaer Dolomit, von Oberschlesien. Sie rühren von sechs verschiedenen Analytikern her, die zum Teil wenig Vertrauen erwecken. Die beiden Plattensandsteine haben SiO_2-Zahlen von 10,54 und 40,64, stehen also fast auf den entgegengesetzten Enden. Der Analytiker der hohen Zahl ist E. Wolff-Hohenheim. Der Plattensandstein wird von den württembergischen Geologen als besonders gleichmäßig beschrieben. M. Schmidt vergleicht ihn sogar mit dem Löß, was allerdings die

beiden Analysen nicht zeigen. Auch die übrigen Sande sind recht verschieden aufbereitet. Der „Obere Buntsandstein“ von Baden hat 8,72, ein schiefriger, glimmerreicher von Würzburg 9,63; die übrigen 20,16 (Jena), 22,90 (Kissingen), 28,46 (Oberschlesien), 33,83 („Röt“ von Würzburg). Dieses hat eine hohe Zahl für MgO: 0,75, aber sehr niedrige für CaO (0,01) und Na_2O (0,02). Ein weiterer Sandstein von Würzburg hat 0,22 MgO neben 0,13 CaO, 0,15 Na_2O. Dieser könnte geringen Salzwassercharakter haben. Nicht dagegen die Plattensandsteine, die übereinstimmend wenig Erdalkalien und Natron haben, desgleichen der „Obere Buntsandstein aus Baden“. Bei den übrigen reichen die Analysen nicht aus. Die Zahlen für K_2O schwanken zwischen 0,07 im Plattensandstein und 0,75 („Röt“ von Würzburg), die übrigen zwischen 0,36 und 0,58. Der Durchschnitt ist höher als bei dem Unteren und Mittleren Buntsandstein, aber immer noch vergleichbar. Erkennbar ist nicht, worauf die Aufbereitung der Oberen Buntsandsteine zurückgeht. Salzwassercharakter zeigen höchstens die beiden Würzburger Sandsteine, die Plattensandsteine dagegen nicht. Die Verwitterung der Ausgangsmaterialien ist eine mittlere wie beim Unteren und Mittleren Bundsandstein auch.

Zusammenfassend kann man auf Grund der vorstehenden Vergleiche von 268 Bauschanalysen klastischer Gesteine nach molekularer Berechnung der mit der Tonerde verbundenen Bestandteile auf $Al_2O_3 = 1$ sagen:

Bei den Tonen zeigen hohe Zahlen besonders für MgO, auch für Na_2O und z. T. für CaO Berührung mit Salzwasser, die niedrigen Zahlen der entsprechenden Bestandteile Berührung mit Süßwasser. Hauptsächlich bei Süßwassertonen kennzeichnen niedrige Zahlen des K_2O starke atmosphärische Auslaugung in feuchten Tropen oder Subtropen, höhere die schwächere des gemäßigten und des kühleren Klimas. Höhere Zahlen für SiO_2 deuten in der Regel auf sandige Beimischung, die bei Flußabsätzen häufiger ist als bei Meeresabsätzen.

Bei den Sanden kennzeichnen niedrige Zahlen für SiO_2 geringe Aufbereitung und gleichmäßige Sedimentation, hohe eine stärkere Aufbereitung, die weniger durch Flußwasser als durch Brandung, Wind oder chemischen Einfluß erfolgt. Möglicherweise läßt auch bei Sanden eine hohe Zahl für

MgO auf Berührung mit Salzwasser schließen. Die Zahl für K_2O (für beide Alkalien) schwankt mit dem Klima, niedrige Zahlen sprechen für feuchtes, wärmeres, höhere für kühleres Klima, hohe bis zur gleichen Höhe wie bei Feldspat kommen bei Dünensanden vor. Auch chemische Einflüsse erniedrigen die Alkalizahl.

Die Tone der Buntsandsteinformation zeigen im Unteren und z. T. im Oberen den Charakter sandarmer, gut sedimentierter Salzwassertone mit mäßiger Verwitterung des K_2O; die des Mittleren sandreichere, eher Süßwasser- als Salzwassertone mit der gleichen Verwitterung des K_2O. Rötletten von Oberschlesien sind teils Tonböden auf Karbonatgesteinen, teils Süßwassertone, der Auslaugung nach wie heutige in Deutschland. Salzgebirgsmergel der Alpen zeigen den Charakter gewöhnlicher Salzwassertone mit der gleichen Verwitterung des K_2O wie die übrigen Buntsandsteintone, nicht der Salztone des Zechsteins. Rotliegendtone sind dagegen ausgesprochene Süßwassertone mit starker Verwitterung des K_2O und kommen als Ursprungssubstanzen für die des Buntsandsteins nicht in Betracht.

Die Sandsteine des Unteren Buntsandsteins sind gleichmäßige Beckensande von sehr geringer Aufbereitung, ein englischer hat stärkere, anscheinend mit Salzwassercharakter; die des Mittleren zeigen stärkere Aufbereitung, mehrere chemische, andere wahrscheinlich mechanische. Diese geht nicht über die der Flußsande hinaus. Die Sandsteine des Oberen sind recht unregelmäßig; württembergische Plattensandsteine zeigen Süßwassercharakter, Sandsteine der Würzburger Gegend anscheinend Salzwassercharakter. Die Aufbereitung ist teils sehr gering, teils mäßig. Stärkere Brandung, Wind- oder chemische Aufbereitung sind nicht erkennbar. Die Verwitterung des K_2O (der Alkalien) ist mäßig und weicht in den einzelnen Perioden wenig auseinander. Ein Rotliegendsandstein stimmt etwa zu denen des Unteren Buntsandsteins bis auf geringere Zahlen für Erdalkalien. Eine Aufbereitung von diesem zum Unteren Buntsandstein ist nicht erkennbar, eher zu denen des Mittleren Buntsandsteins.

Über Spuren des ältesten Tertiärs in der Mark und über die Stratigraphie des ältesten Tertiärs.

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 1. November 1922.)

Von C. Gagel.

Vor 94 Jahren berichtete Klöden[1]) über einen sehr auffallenden Fund tertiärer Kalke in der Priegnitz zwischen Pritzwalk und Wilsnack, der seitdem leider fast gar keine Beachtung gefunden hat. Klöden beschreibt von der wüsten Feldmark Zarenthin an der Grenze von Gumtow und vom Ausbau Zarenthin an der Grenze zu Bärensprung, daß dort in kleinen Gruben weiße weiche Kalkmergel gefunden würden, die zum Weißen von Stuben und Höfen dienten, daß dort ferner unter sieben Fuß derartiger weicher Mergel feste Kalke von einem Fuß Mächtigkeit aufträten, „lichtperlgrau, sandsteinähnlich, groberdig, ton- und sandhaltig, kurzklüftig und deutlich geschichtet, die in faustgroße, scharfkantige Stücke zerfallen wären"; darunter liegen dann drei Fuß „weißer, feiner, toniger Sand" und darunter „fester sandiger Lehm" (Geschiebemergel).

Eben dasselbe sei an der zweiten oben erwähnten Stelle, an dem sog. „Räuberberg", der Fall. In seinem zweiten Beitrag erwähnt er noch als besonders charakteristisch die grüne Farbe einiger „sandsteinartiger Gesteine", die dort vorkämen, und daß die Kalke sich nicht brennen ließen, sondern dabei zu einem lockeren Pulver zerfielen.

In einem faustgroßen Stück fand er folgende Fossilien: *Dentalium* sp. (zahlreich), *Turritella incisa* Brongn., *Cytherea erycionides* Lam. *Pectunculus* sp., *Mactra Sirena* Brongn., *Mactra* cf. *ereba* Brongn., *Arca Pandora* Brongn., *Corbis* cf. *aglaurae* Brongn., *Mytilus* sp., *Melania (? Terebra?) costellata* Lam., *Cerithium* sp. und eine große *Cassis* sp.

---

[1]) Klöden: Beiträge zur mineralogischen und geognostischen Kenntnis der Mark, I, 1828, S. 73 u. II, S. 7.

Er schloß aus diesen „zahlreichen“ Fossilien auf ein Alter gleich dem des Pariser Grobkalks, also auf Alttertiär. Die Belegstücke von Klöden sind inzwischen spurlos verschollen.

65 Jahre später ließ Gruner bei der Kartierung von Blatt Demertin (68. Lieferung der geolog. Karte von Preußen, S. 5—9 der Erläuterungen) an den beiden von Klöden erwähnten, inzwischen ganz verfallenen „Aufschlüssen“ zwei neue, 3 m tiefe, Aufgrabungen machen und fand dabei:

> an dem Räuberberg „erdigen sandigen Kalk mit Kalksteinschichten, Kalkmergel und sandige Kalkmergel, sandigen und tonigen Kalkstein, glaukonitische Kalkmergel“, alles stark gestört, ferner „0,34 m sandigen Kalk mit 75,97—76,59% $CaCo_3$, „1 m sandigen Kalkmergel mit 65,77% $CaCo_3$“ und „2 mm großen runden Kalkkörnchen“, „0,5 m sandigen Kalkstein mit 82% $CaCo_3$“, darunter ein mehr als 2 m tiefes, mit Schutt erfülltes Loch.

An der Gumtower Grenze fand Gruner

> „0,7 m Kalkmergel mit Kalkstücken“;
>
> „0,3 m sandigen Kalkstein mit 79,61% $CaCo_3$, lichtgrau, sehr fest und hart“ (genau wie in Klödens Beschreibung);
>
> „1 m glaukonitischen Kalkmergel, grünlichweiß, mit 43,71% $CaCo_3$, mit scharfkantigen Feuersteinsplittern.“

Auch Gruner stellt fest, daß die Kalksteine „deutlich geschichtet, kurz klüftig und in scharfkantige, faustgroße Stücke zerfallen“ seien. Das Vorkommen ist nach Klöden 25×10 Schritt, nach Gruner 16×7 m groß.

Gruner fand in den Kalksteinen zahlreiche, sehr kleine, aber undeutliche Fossilien, darunter *Arca* sp., *Nucula* sp., *Pecten Nilsoni* bzw. *Pecten semicingulatus*, *Axinus* oder *Goodalia* sp., *Scalaria* sp., Flossenstachel, Fischwirbel, Krebsscherenreste, Foraminiferen und Ostrakoden. Die Belegstücke von Gruner sind ebenfalls verschollen und nicht mehr zu finden!

Gruner stellt das Vorkommen ohne nähere Bezeichnung oder Begründung ins „Oligocän“, gibt aber an, daß Schaeko auf Grund der Foraminiferen- und Ostrakodenfauna diese „glaukonitischen Kalksandsteine“ mit dem „Pläner von Brunshaupten und Karenz“ verglichen habe,

der „20 senone, 15 eocäne und 48 oligocäne Foraminiferen sowie 17 senone, 19 eocäne und 40 oligocäne Ostrakoden enthält“[2]).

Dieser (damals als Turon gedeutete) „Pläner von Brunshaupten“ ist dann später auf Grund meiner Vermutungen über seinen Zusammenhang mit dem Heiligenhafener grünen, „opalartigen“ Kieselgestein von GEINITZ einer nochmaligen Revision unterzogen und daraufhin für Paleocän erklärt worden[3]), indem der *Pecten Nilsoni* ant. sich als *Pecten corneus* Sow., der „*Inoceramus latus*“ sich als *Avicula papyracea* Sow. bzw. *Pinna* sp. erwies und sich noch eine ganze Reihe anderer, spezifisch untereocäne, Formen fanden, wie *Xantholites Bowerbankii* BELL., *Dromolites Hoploparia, Lamna elegans* AG. usw.

Bei der Kartierung von Blatt Kolrep im Sommer 1922, auf dem der „Räuberberg“ an der Grenze von Zarenthin zu Bärensprung liegt, habe ich nun einen neuen, ganz kleinen Schurf machen lassen, da die alten „Aufschlüsse“ inzwischen wieder gänzlich verfallen sind, und habe dabei einen hellgelblichen, ganz mürben, lockeren, abfärbenden, krümeligen Kalkmergel gefunden mit Foraminiferen und kleinen, unbestimmbaren Bivalvenresten, sowie auf der Oberfläche zahlreiche kleine, kantige Stücke eines ganz hellgelblichgrauen festen, sandigen Kalksteins mit 80,2% $Ca\,Co_3$ und 14,9% in Salzsäure unlöslichem Rückstand (größtenteils feine Quarzkörnchen und sehr kleine, schwarzgrüne Glaukonitkörnchen). Der Besitzer erinnerte sich noch sehr genau der vor 28 Jahren erfolgten Aufgrabung und daß dabei in 2 m Tiefe der „feste Sandstein“ unter dem mürben Kalk gefunden sei.

Von dem grünen Glaukonitsandstein bzw. Glaukonitkalk habe ich nichts finden können; die gefundenen Stücke des ganz hellgrauen, feinsandigen, festen Kalksteins lassen nur mit der Lupe bei genauestem Zusehen die ganz feinen Glaukonitkörnchen und kleine Fossilbruchstückchen erkennen. Als Vergleich mit dem ganz lockeren körnigen Kalkmergel lassen sich aus der Literatur nur die Angaben von GRÖNWALL[4]) über den „Gruskalk“ (Kokkolithkalk) von Vo-

---

[2]) XVI. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs, „Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, Bd. 50, 1897, S. 317—329.

[3]) XX. Beitrag z. Geologie Mecklenburgs, ebenda, „Archiv“, Bd. 63, 1919, S. 32—35.

[4]) Geschiebestudien, Jahrb. Pr. Geol. Landesanst., 1903, S. 423 ff.

droffgaard bei Kopenhagen und von Herføle bei Køge heranziehen, der auch als „ganz leichter, lockerer, z. T. sandiger, feinkörniger Kalk aus winzigen organischen Kalkfragmenten beschrieben wird mit Fischzähnen, Echinodermenresten, *Crania* sp. usw., und der zum ältesten Paleocän, noch älter als der Lellinge-Grünsand bzw. Grünsandkalk, gestellt wird.

Auch die von GRÖNWALL a. a. O. erwähnten und im Zusammenhang damit behandelten „aschgrauen Mergelgesteine" bzw. Kalksandsteine, die in der Geschiebeliteratur Norddeutschlands eine so große Rolle spielen, und die GRÖNWALL auf Grund ihrer Fauna ebenfalls für Paleocän erklärt, haben gleichfalls z. T. sehr große Ähnlichkeit mit den von mir gefundenen sandigen Kalksteinen. Das ganze Vorkommen ist ebenso wie das an der Gumtower Grenze eine verschleppte Scholle im Diluvium.

Die Untersuchung der Foraminiferenfauna des losen Gruskalks vom Räuberberg hat Herr A. FRANKE übernommen.

Um nun zu einer genaueren Bestimmung des Alters dieser Priegnitzer Kalke und glaukonitischen Kalksandsteine zu gelangen, sind bei dem sehr spärlich erhaltenen Fossilmaterial drei Punkte bedeutungsvoll: Erstens die anscheinend sehr große fazielle Übereinstimmung des lockeren Mergels mit dem Kopenhagener „Gruskalk", der für ältestes Paleocän gilt, zweitens die ähnlich große Uebereinstimmung des festen hellgrauen, sandigen Kalks mit den ebenfalls für Paleocän geltenden „aschgrauen Mergelgesteinen"[5]) und drittens die von SCHAČKO berichtete — aber nicht mit Artenanführung belegte — Übereinstimmung der Mikrofauna mit dem „Paleocän" von Brunshaupten—Karenz, wozu noch die von KLÖDEN berichtete auffallend grüne Farbe des sich nicht brennen lassenden „sandsteinartigen Kalks" (richtiger Kalksandsteins) kommt.

Die holsteinischen und nordhannoverschen grünen, kieseligen Gesteine mit der auffallenden Fauna, die mit Brunshaupten anscheinend übereinstimmen (*Avicula papyracea* Sow., *Pecten corneus* Sow., *Xanthopsis* sp. usw.) habe ich schon lange[6]) für Jüngeres Paleocän erklärt

[5]) KARL A. GRÖNWALL: Geschiebestudien. Ein Beitrag zur Kenntnis der ältesten baltischen Tertiärablagerungen. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst., LXIV, 1913, S. 431 ff.

[6]) C. GAGEL: Über eocäne und paleocäne Ablagerungen in Holstein, ebenda, XXVII, 1906, S. 48 ff.

auf Grund eines Indizienbeweises. Neuerdings hat Gripp (vgl. „Heimat“ 1921, Bd. 31: Neues über den vordiluvialen Untergrund Hamburgs) auf Grund der Ergebnisse einer Tiefbohrung bei Cuxhaven diese grünen kieseligen Gesteine für Untereocän, für jünger als Londonton, erklärt; sie liegen dort in 185—221 m Tiefe (eingeschaltet in Tonen) über dem von 251—320 m reichenden Londonton und über den in 320—361 m Tiefe liegenden vulkanischen Aschenschichten des Untereocäns, die noch in 361—396 m Tiefe von plattigen Tonen und dem paleocänen Basalkonglomerat mit grünberindeten Feuersteinen unterlagert werden. Dies Ergebnis läßt sich nur schwer mit der früher von mir vertretenen Anschauung über das paleocäne Alter der grünen kieseligen Gesteine und der sie noch „unterlagernden“ „aschgrauen“ Mergelgesteine und Kalksandsteine vereinigen, welche Anschauung allerdings nicht auf direkten Beobachtungen sondern auf (m. E. gut begründeten) Indizienschlüssen beruhte. Es gibt ja allerdings nirgends in Norddeutschland und im Westbaltikum irgend ein Tagesprofil, in dem mehrere eocäne-paleocäne Schichten in ungestörtem Schichtenverband zu beobachten wären, aber es sind im Laufe der letzten 20 Jahre doch eine Anzahl sehr tiefer Bohrungen durch sehr wesentliche Teile des Alttertiärs — eine sogar durch das ganze Alttertiär — zu unserer Kenntnis gekommen, die es gestatten, die Schichtenfolge vom Oligocän bis zur Kreide ziemlich einwandfrei zu rekonstruieren, wenn auch keine dieser Bohrungen das ganze Alttertiär mit allen Leithorizonten durchsunken hat. Diese Bohrungen sind folgende:

1. Die 888 m tiefe Bohrung Wöhrden[7]) bei Heide in Holstein, die von etwa 120 m Tiefe ab fast das ganze Tertiärprofil vom Obermiocänen Glimmerton (bis 247 m Tiefe), über das sandige Mittelmiocän (bis 340 m Tiefe), die untermiocänen Braunkohlenschichten (bis 390 m Tiefe) und das ganze Oligocän-Eocän bis ins fragliche Paleocän? in vorwiegend toniger bis tonig sandiger und z. T. kalkhaltiger Fazies durchbohrt hat, also über 498 m Alttertiär durchsunken hat, ohne die Unterkante des Alttertiärs zu erreichen! In dieser Bohrung scheint das Oligocän bis etwa 500 m Tiefe zu reichen; bei 596—630 m ist sicher die Fauna des Bartonclay (Obereocän) vorhanden.

---

[7]) C. Gagel: Über eocäne und paleocäne Ablagerungen in Holstein, Jahrb. Pr. Geol. Landesanst., XXVII, 1906, S. 48 ff.

Die tieferen tonigen Schichten bis 888 m, die z. T. sehr fossilarm sind, habe ich auf Grund der großen Mächtigkeit als Untereocän-Paleocän gedeutet, ohne eine Grenze darin finden zu können und ohne einen ganz sicheren Horizont (etwa die Brachyuren des Londontons) darin nachweisen zu können. Die grünen Schichten von 690—695 m habe ich auf Grund der dort massenhaft vorkommenden, sehr charakteristischen *Avicula papyracea* Sow. für identisch mit dem grünen, kieseligen Heiligenhafener Gestein — das auch im Schichtverband mit solch auffallend fetten grünen Tonen liegt — (und dem von Brunshaupten-Karenz?) gehalten und sie, welche noch von Gesteinen vom Charakter des „aschgrauen Mergelgesteins bzw. Sandsteins" unterlagert wurden, für höheres Paleocän erklärt.

Inzwischen hat nun Gripp kurz berichtet, daß diese kieseligen grünen Gesteine in der Bohrung Cuxhaven im Schichtenverband liegen mit radiolarienführenden Tonen, die mit den tiefsten Wöhrdener Schichten bei etwa 888 m übereinstimmen, und die noch von sicherem Londonton[8]) unterlagert werden; — Gripp hält also diese kieseligen grünen Gesteine für zweifelloses Eocän. — Worauf die sichere Bestimmung des Londontons in Cuxhaven begründet ist, ist noch nicht angegeben; die Angabe könnte aber richtig sein aus folgender Erwägung. In den sehr fetten, grauen, plastischen Tonen der Bohrung Wöhrden treten in 845—853 m Tiefe drei dünne Lagen der so außerordentlich charakteristischen, lederbraunen, phosphorithaltigen Toneisensteine auf, die ich, wie schon mehrfach begründet, für besonders beweisend für die Londontonschichten halte; die so ganz besonders charakteristischen vulkanischen Ascheschichten des Untereocäns, die vom Lymfjord bis zum südlichen Oldenburg und bis zur Greifswalder Oic so allgemein verbreitet sind, sind in der Bohrung Wöhrden trotz allen Suchens nicht gefunden, liegen also vermutlich noch tiefer als 888 m, denn in Cuxhaven liegen sie etwa 80 m unter den grünen kieseligen Gesteinen, und 18 m unter der angenommenen Unterkante des Londontons, die in Wöhrden anscheinend — wie ich jetzt annehmen möchte — noch nicht erreicht ist.

---

[8]) Es muß m. E. schärfster Protest dagegen erhoben werden, daß Gripp im Anschluß an Haug den Londonton als Oberpaleocän bezeichnet! Der Londonton ist von jeher der Typus des Untereocäns gewesen, muß es also auch bleiben, sonst hört jede Verständigung auf.

Diese unverkennbaren, höchst charakteristischen vulkanischen Ascheschichten liegen in Cuxhaven 35 m über dem Basalkonglomerat des Paleocäns, das aus den eigentümlichen, völlig abgerollten, und mit so sonderbarer narbiger Oberfläche versehenen, z. T. grün berindeten Feuersteingeröllen („Wallsteinen") besteht, die auch das Charakteristikum des „Puddingsteins" sind und unmittelbar auf der Oberfläche der abradierten Kreide liegen.

Diese so außerordentlich charakteristische Transgressionsschicht des Paleocäns auf der Kreide ist nun auch in der Bohrung Breetze bei Bleckede in 811—812 m Tiefe gefunden[9]) in Form eines kalkfreien Grünsandes und hier in Breetze liegen die — an dieser Stelle zuerst im zweifellosen Profil und Schichtenverband nachgewiesenen vulkanischen Ascheschichten in 745—746 m Tiefe, also 65 m über der Unterkante des Paleocäns. Ueber diesen vulkanischen Ascheschichten bei Breetze liegen dort 285 m Untereocän, Obereocän und Unteroligocän (zwischen 460 und 745 m Tiefe), 200 m durch Fossilien belegter Rupelton (von 260 bis 460 m), 20 m Oberoligocän (240—260 m), 60 m Miocän (180—240 m) und 180 m Diluvium. Diese Bohrung Breetze[10]) hat also 552 m Alttertiär, durch Fossilien belegt, vom Oberoligocän bis zur Unterkante des Paleocäns ergeben (von 260 bis 812 m Tiefe) und geht dann noch 55 m ins Senon! — sie ist das vollständigste bekannte Alttertiärprofil mit den sicheren Fixpunkten des Oberoligocäns, Rupeltons, Unteroligocäns, der vulkanischen Ascheschichten und des paleocänen Basalkonglomerats — es fehlen in ihr leider die charakteristischen phosphoritischen Toneisensteine und die Brachyurenfauna des Untereocäns (Londontons).

Eine andere Bohrung durch wesentliche Teile des Alttertiärs ist die von Breiholz in Holstein, welche folgende Schichten ergab:

0— 33,5 m	Diluvium
33,5— 38,5 m	Obermiocäner Glimmerton
38,5—110,8 m	braune, grüne, rote und grüngraue kalkarme Tone und Tonmergel des Untereocäns
110,8—113,2 m	schieferartige Tuffschichten, vulkanische, feingeschichtete, verhärtete Basaltaschen mit der typischen violetten Farbe

---

[9]) C. Gagel: Die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression, Jahrb. Pr. Geol. Landesanst., XXVIII, 1907, S. 150 ff.

[10]) Vgl. auch Kört: Jahrb. Pr. Geol. Landesanst., 1907, S. 754, u. 1911, S. 163 ff., und ebenda, 1911, I, S. 172/173.

113,2—117,4 m schwärzliche bis graugrüne Tonmergel
117,4—117,6 m Faserkalk
117,6—118,5 m grünliche Tonmergel
118,5—118,7 m Faserkalk
118,7—133,0 m schwärzliche bis grünliche Tonmergel
133,0—134,0 m Grünsand mit Flintsplittern
134,0—156,0 m Schreibkreide[11]).

Also auch diese Bohrung hat das typische, unverkennbare, paleocäne Basalkonglomerat auf der Kreide, 31 m darüber wieder die vulkanischen Ascheschichten, und unmittelbar über diesen die typischen bunten (lateritroten!!) Untereocäntone (wie in Hemmoor, Kellinghusen usw.) in 80 m Mächtigkeit ergeben.

Diese Bohrung hat zum erstenmal nicht nur (wie Breetze) die vulkanischen Ascheschichten an unbezweifelbarer Stelle, sondern unmittelbar darüber auch noch die ebenso unbezweifelbaren, roten, kolloidalen Laterittone des Untereocäns (wenn auch hier ohne die sonst darin enthaltene Brachyurenfauna) ergeben, außerdem aber unmittelbar unter den vulkanischen Ascheschichten auch noch die so charakteristischen, unverkennbaren Faserkalke, die sonst auch nur zusammen mit den typischen Untereocänschichten vorkommen[12]), (Schwarzenbeck, Hemmoor usw.) und die paleocäne Transgressionsschicht! Außerdem sind die vulkanischen Ascheschichten gefunden in den untereocänen Tagesaufschlüssen von Schwarzenbeck, Kellinghusen, Hemmoor und Basbeck-Osten; bei Schwarzenbeck zusammen mit dem untereocänen *Fusus trilineatus* Sow. bei Basbeck-Osten in grauen Tonen mit *Lamna elegans* Ag., bei Hemmoor im Schichtverband bzw. in roten (Laterit)tonen mit der Brachyurenfauna des Londontons — ich habe die *Xanthopsis Leachi* selbst aus rotbraunem Ton unter einer Ascheschicht herausgeholt (vgl. Fig. 1 Seite 154 Jahrb. der Preuß. Geol. Landesanst., XXVIII, 1907).

Es kann also m. E. nicht der mindeste Zweifel bestehen, daß die Basaltascheschichten noch im Londonton liegen, nicht unter ihm, wie neuerdings die dänischen Geologen (Bøggild) und im Anschluß an sie auch Gripp

---

[11]) C. Gagel: Fortschritte in der Erforschung Schleswig-Holsteins, Geol. Rundschau, Bd. II, Heft 7, 1911, S. 424.

[12]) C. Gagel: Über das Alter und die Lagerungsverhältnisse des Schwarzenbecker Tertiärs, Jahrb. Pr. Geol. Landesanst., 1906, XXVII, S. 399 ff.

— Neuere Fortschritte in der Erforschung Schleswig-Holsteins, Schriften d. Naturw. Vereins f. Schleswig-Holstein, Bd. XV, S. 247.

behaupten, die daraufhin die Ascheschichten ins Paleocän setzen möchten und nur die bunten, roten, plastischen (Kolloidal)tone mit dem Londonton parallelisieren wollen, wobei Gripp, wie schon oben erwähnt, obenein auch noch den Londonton ins Oberpaleocän herabdrücken möchte. Daß die Ascheschichten ziemlich an der Unterkante des Eocäns liegen, soll nicht bestritten werden, da aber noch unter ihnen *Xanthopsis Leachi* liegt, sie selbst aber kein paleocänes Leitfossil führen, müssen sie m. E. im Eocän bleiben.

Wir haben also als sichere Fixpunkte zur Gliederung des Alttertiärs

1. das paleocäne Basalkonglomerat mit den „Wallsteinen" (Puddingstein) bzw. grünberindeten Flinten;
2. die basaltischen bzw. vulkanischen Ascheschichten etwa von der Unterkante des Londontons;
3. die Brachyurenfauna des Londontons, meist in Verbindung mit bunten (vorwiegend tiefroten lateritischen) Kolloidtonen und den unverkennbaren Faserkalken sowie dem ebenso unverkennbaren phosphorithaltigen Toneisenstein geoden; endlich
4. die Leitformen des Obereocäns, Mitteloligocäns und Oberoligocäns. Nach diesen hier entwickelten Gesichtspunkten möchte ich also meine frühere Ansicht, daß die Bohrung Wöhrden bis ins Paleocän reicht, nicht mehr aufrechterhalten, sondern möchte glauben, daß sie nur bis tief in den Londonton (Zone der phosphoritischen Toneisensteine) reicht und daß darunter noch etwa 60—80 m tiefstes Untereocän (mit den vulkanischen Ascheschichten) und Paleocän folgen muß, daß also die Basis des Paleocäns dort bei Wöhrden etwa in rund 950—1000 m Tiefe liegt.

Nach oben zu ergänzt wird die Bohrung Wöhrden durch die nur etwa 15 km östlich gelegene Bohrung Fiel, die unter 27 m Diluvium von

27—139 m	Oberpliocän (Kaolinsande, Quarzkiese usw.)
139—166 m	fragliche Schichten
166—209 m	Obermiocäner Glimmerton
209—260 m	sandiges Miocän
260—432 m	Untermiocän
432—485 m	Oberoligocän
485—756 m	graue und grüngraue Tonmergel des Alttertiärs

ergeben hat.

Es kommen also zu den 768 m Tertiär der Bohrung Wöhrden nach oben noch mindestens 133 m Pliocän und dessen fragliche Grenzschichten zum Miocän, nach unten

noch etwa 80—120 m tiefstes Eocän und Paleocän dazu, so daß die Mächtigkeit des ganzen Tertiärs in Nordwestholstein damit auf rund 1000 m zu veranschlagen ist.

Die Bohrung Wöhrden wird in bezug auf die petrographische Beschaffenheit der Eocänschichten sehr glücklich ergänzt durch die tiefe Bohrung Dissau bei Lübeck, die bis zu 228 m Diluvium getroffen hat, darunter von

228—262 m	obermiocäner Glimmerton
262—304 m	miocäne Schichten, z. T. mit Braunkohlen
304—400 m	grünlicher Tonmergel mit Kalksteinbänken (Alttertiär)
400—500 (?) m	graugrüne fette und sandige kalkfreie Tone
(?) 500—650 m	graugrüne fette Tone und Tonmergel
650—671 m	graugrüne, z. T. rotbraun geflammte und rotbraune Tone mit Bänken von hartem Grünsandstein

Hier bei Dissau liegen also tief im Alttertiär, das leider keine Fossilien geliefert hat, die charakteristischen harten Grünsandsteinbänke (Heiligenhafener Gestein!) und die bunten, roten, kolloidalen Untereocäntone, wie in der Bohrung Breiholz und in den Tagesaufschlüssen von Hemmoor und Kellinghusen; das Alttertiär vom Miocän bis ins tiefe Untereocän ist hier 370 m mächtig.

Ferner hat die tiefe Bohrung auf der Hallig Oland unter 148 m Alluvium und Diluvium bis zu 443 m graue und grüngraue Tone und Tonmergel des Alttertiärs angetroffen, ohne daß ein genauer Horizont festzustellen gewesen wäre; sie ist aber allem Anschein nach im Eocän steckengeblieben.

Des weiteren ergab die Bohrung Rosenthal[13]) (in der Nähe von Breetze bei Bleckede) nach KÖRT unter 19,5 m Alluvium und Diluvium, von

19,5—115 m	Miocän (Untermiocän)
115—142 m	Oberoligocän (tonige Glimmersande mit beweisender Fauna)
142—220 m	Mitteloligocän
220—300 m	Unteroligocän mit Phosphoriten
331—366 m	glaukonitische Kalksandsteine und Kalksteine des Eocäns
366—370 m	kieseliger Glaukonitsandstein
370—600 m	kalkfreie bis kalkarme fette Tone, z. T. feinsandige Tone, tonige Glaukonitsande usw.
bei 575 m	eine Toneisensteinbank. Untereocän!

[13]) Ergebnisse von Bohrungen, Pr. Geol. Landesanst., Heft VI, 1914, S. 135.

Hier sind also von der Basis des Miocäns an bis ins Untereocän über 485 m Alttertiär vorhanden.

Endlich ist als letzte Ergänzung noch die Bohrung Eitelfritz bei Vastorf anzuführen[14]), die unter 90,5 m Diluvium, von

90,5—235 m unbestimmte Tone ergab, darunter von
235—527 m grüngraue und graue Tone und Tonmergel sowie Glaukonitsande des Alttertiärs (noch unbestimmten Alters!)
527—537 m glaukonitische Kalksandsteine und feste kristalline Kalke des Eocäns
537—550 m glaukonitisch-tonige Kalksandsteine mit Zweischalern, Kriechspuren, Wurmröhren usw.
550—585 m sandige Glaukonitmergel, sandige und fette kalkfreie Tone, Glaukonitsande usw. mit Kriechspuren, Wurmröhren, Fischschuppen usw.
585—705 m Glaukonitsandsteine, graue sandige Tone, kieselige Glaukonitsandsteine, glimmerreiche sandige Tone mit Zweischalern, *Avicula* sp., *Leda* sp. usw., Algenresten, Kriechspuren usw., alles kalkfrei!
705—717 m dieselben Schichten aber schwach kalkhaltig
717—773 m fette und sandige graue kalkfreie Tone mit Fischschuppen
bei 773 m Glaukonitsandstein.

Hier ist also von mindestens 235 m Tiefe (wahrscheinlich schon erheblich höher!) bis zu > 773 m Tiefe, also in über 520 m Mächtigkeit, ein alttertiärer Schichtenkomplex erbohrt worden, der sicher bis ins tiefe Untereocän reicht, aber weder die bunten (roten!) charakteristischen Kolloidtone des Untereocäns, noch die vulkanischen Ascheschichten getroffen hat, die sowohl nordöstlich bei Breetze, als auch weit südwestlich in Oldenburg noch vorhanden sind, also aller Wahrscheinlichkeit nach in der Bohrung eben tiefer als 773 m liegen.

Dagegen zeigt diese Bohrung mehrfach Gesteine vom Charakter der kieseligen Glaukonitsandsteine (Heiligenhafener Gestein) und der hellgrauen Kalksandsteine (aschgraues Mergelgestein bzw. aschgraue Sandsteine der Geschiebesammler!), die von Grönwall und mir, wie oben erwähnt, bisher für Paleocän gehalten sind.

Wenn man diese obenerwähnten und diskutierten tiefen Alttertiärbohrungen im Zusammenhang betrachtet, so zeigen drei davon: über 485 m (Rosenthal), > 498 m

---

[14]) Ebenda, S. 141/142, und Kört: Jahrb. 1911, I, S. 172/173, wo auch über die Gliederung des jüngeren Alttertiärs einige Angaben gemacht sind.

(Wöhrden), > 520 m (Vastorf) und eine: (Breetze) 552 m Alttertiär im Zusammenhang vom Oberoligocän bis ins tiefe Eocän bzw. bis an die Unterkante des Paleocäns. Dissau zeigt 367 m Alttertiär bis tief in den Londonton, Fiel 324 m Alttertiär, Oland 295 m Alttertiär, Cuxhaven 214 m Eocän—Paleocän bis auf das paleocäne Basalkonglomerat und Breiholz 118 m Eocän—Paleocän, ebenfalls bis unter die basale Transgressionsschicht herunter; diese beiden sowohl als auch Breetze zeigen außer der paleocänen Transgressionsschicht auch die vulkanischen Ascheschichten 31, 35 und 65 m über der Unterkante des Tertiärs!

Da in mehreren Bohrungen (Rosenthal, Breetze, Wöhrden) auch noch Oberoligocän, Mitteloligocän, Obereocän sicher paläontologisch bestimmt sind, so ist damit eine leidlich genaue Gliederung des Alttertiärs und eine Übersicht über die Schichten- und Faunenfolge und das stratigraphische Verhältnis der einzelnen Bohrungen zueinander gegeben.

Betrachten wir daraufhin die stratigraphisch gleichwertigen Teile dieser tiefen Bohrungen, so fällt auf, daß fast keine in bezug auf die petrographische Ausbildung genau mit den andern übereinstimmt; einzelne Bohrungen sind vorwiegend tonig bzw. tonig-sandig mit sehr zurücktretendem Sand- und Kalkgehalt der einzelnen Schichten tieferer Teil von Wöhrden, Breetze), andere mehr tonmergelartig bis kalkig-sandig ausgebildet (mittlerer Teil von Wöhrden), bis zum Auftreten von *sehr* kalkigen Glaukonitsandsteinen und *kristallinen Kalkbänken* (Vastorf). In allen ist aber unverkennbar, daß es sich um Sedimente in vorwiegend *flachem* Wasser handelt, die hier in rund 500 m Mächtigkeit im südwestlichen Vorland der skandinavischen Masse sedimentiert wurden und bei denen Ton-, Sand- und Kalkgehalt in den verschiedensten Mengenverhältnissen wechselt, so daß sie großenteils eine verblüffende petrographische Übereinstimmung mit dem Flysch[15]) haben, die bis zur völligen Identität (Flyschfukoideen, Kriechspuren usw.) gehen kann!

Es muß hier, seitdem um die Wende der Kreidezeit zum Alttertiär eine bedeutende negative Strandverschiebung eingetreten ist (paleocänes Basalkonglomerat bzw. Transgressionsschicht auf der zimbrischen Halbinsel, paleocäne

---

15) Vgl. C. Gagel: a. a. O., Schriften des Naturw. Vereins f. Schleswig-Holstein, Bd. XV, S. 249.

Echinodermenbreccien bei Kopenhagen und im Südwestbaltikum), eine andauernde und gleichmäßige Senkung des Vorlandes der skandinavischen Maße erfolgt sein, so daß sich hier rund 500 m Sedimente ziemlich flachen Wassers mit Fukoideenresten, Kriechspuren usw. übereinander ablagern konnten!

Ziehen wir nun diese Bildungsgeschichte des westbaltischen Alttertiärs in Betracht, so wird die verschiedene Datierung und Horizontierung petrographisch übereinstimmender bzw. sehr ähnlicher Gesteine (kieselige Glaukonitsandsteine, aschgraue Kalksandsteine usw.), die bis dahin nur an zusammenhanglosen Stellen ohne Schichtverband gefunden wurden, nicht wundernehmen. M. E. bilden diese kieseligen Glaukonitgesteine, Sandsteine bzw. die „aschgrauen Kalksandsteine“ keinen ganz festen Horizont im engen, schärfsten Sinne, sondern treten wohl in verschiedener Höhe im Eocän-Paleocän auf, je nach dem Fazieswechsel.

Die Fauna des Alttertiärs ist m. E. noch viel zu lückenhaft bekannt und nicht genau genug durchgearbeitet, um schon ganz genaue, schärfste Horizontierungen zu gestatten. GRIPP hat die kieseligen Glaukonitsandsteine (Heiligenhafener Gestein!) über dem Londonton gefunden; bei Hemmoor (neue Zementfabrik) war zeitweise eine Bank davon im Brachyuren führenden Londonton zu sehen (C. GAGEL a. a. O. Jahrb. 1906, XXVII. S. 414, Fig. 3); bei Brunshaupten treten sie ebenfalls zusammen und im Schichtverband mit hochrotem Lateritton auf (GEINITZ a. a. O. Archiv, Bd. 50, 1897, S. 317), der nach unsern Erfahrungen bis jetzt charakteristisch für den Londonton[16]) ist, und führen dort in Brunshaupten auch eine Fauna mit mindestens sehr starken untereocänen Anklängen (Brachyuren, *Lamna elegans!* usw.) ebenso bei Ivendorf usw. Andererseits führt das Heiligenhafener Gestein von ganz demselben Habitus *Terebratulina gracilis* und *Trigonosema pulchellum*, die sonst im Senon vorkommen, woraus man

---

[16]) Diese hochroten Laterittone des Untereocäns kommen, z. T. durch Fossilien ihrem Alter nach belegt, in derselben Beschaffenheit von Røgle Klint auf Fünen bis Hemmoor in Nordhannover und bis Liepgarten und Wolgast am Stettiner Haff, vor (GAGEL, diese Ztschr., 1906, S. 311) und sind z. B. in der Uckermark bei Strasburg in 60 m Tiefe und 21 m Mächtigkeit zwischen tiefbraunen Glimmertonen und 30 m bunten, roten und grauen Tonen mit „Geoden und Fossilien“ gefunden; vgl. E. GEINITZ: „Archiv der Freunde“, Bd. 43, Jahrg. 1889, S. 69/70.

lange auf ein obersenones Alter dieser Gesteine geschlossen hat, bis sie erst nach vielen Kämpfen ins Paleocän rückten (Geinitz und Gagel a. d. a. O.).

In der Bohrung Wöhrden reicht das charakteristische Fossil der meisten Geschiebe des „opalartigen“ Heiligenhafener Gesteins, die *Avicula papyracea* Sow; noch reichlich 200 m über die Toneisensteinzone des Londontons-Untereocäns hinauf und liegt dort in auffallend fetten grünen Tonen, die auch bei Heiligenhafen im Schichtverband mit den kieseligen Glaukonitgesteinen vorkommen.

Glaukonitsande sind durch die ganze Serie des Alttertiärs vom paleocänen Basalkonglomerat bis ins Oberoligocän weit verbreitet, und ob und wie stark sie gegebenenfalls silifiziert sind, ist m. E. eine sozusagen zufällige Erscheinung, die doch nur von der Zufuhr gelöster Kieselsäure abhängt und die für horizontbeständig zu halten bisher m. E. kein Grund vorliegt — ist doch schon das Basalkonglomerat des Paleocäns, die Wallsteine bzw. die grünberindeten Feuersteine stellenweise zu Puddingstein verkieselt. Jedenfalls läßt sich diese Verkieselung glaukonitischer Schichten in ihrer stratigraphischen Wichtigkeit m. E. nicht vergleichen mit so charakteristischen, auf einmalige (wenigstens für dieses Gebiet einmalige)[17] und nicht wiederkehrende geologische Ereignisse zurückzuführenden Schichten, wie die vulkanischen Ascheschichten, die roten Laterittone und das „Wallstein“führende Basalkonglomerat des Paleocäns, die wir unter allen Umständen als Fixpunkte betrachten müssen, da sie in den einwandfreien Bohrprofilen immer an derselben Stelle liegen und die z. T. auch noch durch die Brachyuren des Londontons fixiert sind.

Ich möchte also glauben, daß dieses „opalartige“, glaukonitische „Heiligenhafener Gestein“ im wesentlichen Untereocän ist, und über dem Londonton liegt, worauf die Fauna der besten Vorkommen m. E. zwingend hindeutet, daß aber zum mindesten sehr ähnliche Gesteine auch noch an anderen Stellen der flyschartig ausgebildeten Alttertiärserie auftreten — in der Prignitz liegen sie nun jedenfalls

---

[17]) Die kolloidalen roten Laterittone sind eine in der ganzen Jura- und Kreideserie, sowie im ganzen übrigen Tertiär völlig unbekannte Erscheinung und sind nach unsern bisherigen Erfahrungen rein auf das Untereocän beschränkt — nur im jüngsten Tertiär, im Flammenton des Pliocäns, kommen wieder ähnliche, rot geflammte Tone vor (in der Provinz Posen).

im Schichtverband mit „Gruskalken", die wir nach ihrem petrographischen Habitus und den Ausführungen von GRÖNWALL nur für ältestes (sehr schreibkreideähnliches) Paleocän halten können! — und daß dasselbe mit dem „aschgrauen Gestein" der Fall ist — siehe z. B. Bohrung Vastorf! Die „Wallsteine", die ihre eigentliche Lagerstätte im glaukonitischen paleocänen Basalkonglomerat haben, sind als Geschiebe außerordentlich weit verbreitet, was ich im Gegensatz zu der früheren Behauptung, sie seien große und sehr seltene Merkwürdigkeiten, besonders betonen möchte. In der Rheinsberger Gegend habe ich im Oberdiluvialkies, ohne danach zu suchen, viele Hunderte gefunden und aufgelesen, und in meinem kleinen Garten in Dahlem bei Berlin habe ich auf 500 qm Fläche im Laufe von sechs Jahren mindestens sechs Dutzend davon gefunden (als Geschiebe im Oberen Geschiebemergel!).

Dieser paleocäne transgredierende Glaukonitsand mit den „Wallsteinen" (mit ihrer unverkennbaren narbigen Rinde) ist (wie schon erwähnt) stellenweise ebenfalls silifiziert (wie das Heiligenhafener Gestein) und bildet dann die Puddingsteine, die schon mehrfach als Geschiebe in der Gegend eocäner—paleocäner Vorkommen gefunden sind (Trittau in Holstein, Nordhannover, Finkenwalde bei Stettin, in der Mark usw.).

Der Freundlichkeit von Herrn HUCKE, Templin, verdanke ich die Kenntnis eines ganz andersartigen, festen Sandsteins aus merkwürdig fettglänzenden, „öligen", kleinen Quarzen mit quarzitischem Bindemittel, aber ohne Glaukonit, in dem ebenfalls einige walnußgroße, typische, unverkennbare Wallsteine mit narbiger Oberfläche enthalten sind. Dies Geschiebe von Alt-Hüttendorf (Mark) hat in seinem ganzen Habitus eine merkwürdige Änlichkeit mit gewissen groben, flintführenden Sandsteingeschieben Holsteins (und der Mark), die auch dieselben „öligen" Quarze führen, in denen aber bisher noch kein Wallstein, sondern nur gewöhnliche, glatt abgerollte Flintstückchen gefunden wurden und deren Alter daher unsicher war — GOTTSCHE hielt sie für Untermiocän[18]). Jetzt scheint mir durch dies Geschiebe von Alt-Hüttendorf erwiesen, daß diese Geschiebe auch aus einer paleocänen Bildung stammen oder jedenfalls aus einer Schicht, bei deren Entstehung die

---

[18]) C. GAGEL: Die untereocänen Tuffschichten und die paleocäne Transgression, Jahrb. Pr. Geol. Landesanst., 1907, XXVIII, S. 167, und Anmerkung ebenda.

paleocänen Wallsteine mitverwendet wurden. Es ist bisher ein ungelöstes Problem, wieso die typischen Wallsteine mit ihrer narbigen Oberfläche sich nach unserer bisherigen Kenntnis nur bei der Transgression des Paleocäns gebildet haben — alle späteren Flintgerölle haben eine ganz andere Oberfläche —, vielleicht waren die senonen Flinte bei der Abrasion des Senons durch das transgredierende Paleocän nur noch nicht so verhärtet und verfestigt wie später, als sie schon lange umändernden Faktoren ausgesetzt waren!

Nachtrag.

Ich möchte übrigens bei dieser Gelegenheit darauf hinweisen, daß diese so unverkennbaren, charakteristischen Transgressionskonglomeratgerölle des Paleocäns, die Wallsteine, nicht auf Norddeutschland beschränkt sind, wo sie von Nordhannover und Schleswig-Holstein durch die ganze Mark, durch Pommern bis nach Ostpreußen überall verbreitet sind, sondern daß ich sie auch ganz massenhaft als Kriegsgeologe in Wolhynien, besonders in der Gegend von Welizk, Bol Poisk und Thurjisk (südlich von Kowel) gefunden habe, wo sie teils im Kies sehr reichlich vorhanden sind und stellenweise ganze Lagen bilden, zum Teil aber auch als sehr charakteristische Geschiebe in der Grundmoräne vorkommen, ebenso wie die grünberindeten Feuersteine des Paleocäns. Beide kommen hier so massenhaft im Diluvium vor, daß ihr Anstehendes sicher nicht sehr weit nördlich vorhanden sein oder vorhanden gewesen sein muß.

Wie mir Herr Hucke (Templin) freundlichst mitteilt, ist der Gruskalk von Zarenthin, von dem ich ihm eine Probe zur näheren Untersuchung auf Foraminiferen überlassen hatte, „täuschend ähnlich dem Kalkmergel vom Karenzer Berg bei Conow in Mecklenburg; der Foraminifereninhalt ist genau derselbe". Damit dürfte das paleocäne Alter dieses Gruskalkes bzw. Kalkmergels von Zarenthin erwiesen sein.

Inwieweit damit auch etwas über die grünen kieseligen Gesteine von Brunshaupten ausgesagt werden kann, die immer mit Karenz in Verbindung gebracht und einheitlich angeführt werden, aber ihrerseits, wie oben erwähnt, im Schichtverband mit roten Tonen auftreten, vermag ich aus Mangel eigener Anschauung jener beiden Vorkommen nicht zu entscheiden.

Die geologische Neuaufnahme des Harzes.

Vortrag, gehalten in der Sitzung am 6. Dezember 1922.

Von Herrn G. Fliegel in Berlin.

Eine Darstellung des Standes der geologischen Aufnahme des Harzes kann rückschauend nicht anders als anknüpfen an den Namen Lossens. Seine geologische Übersichtskarte des Harzes ist heut 40 Jahre alt. Als er zehn Jahre nach dem Erscheinen dieser seiner Karte starb, war der Unterharz im Maßstabe 1:25 000 veröffentlicht mit Ausnahme der Blätter des Nordrandes. Außerdem fehlte noch der ganze Oberharz mitsamt dem Brockenmassiv.

In der Folgezeit wandte sich die Kartenaufnahme vor allem dem Oberharz zu, an der Beushausen ein überragendes Verdienst hat, während Lossens Hauptmitarbeiter Max Koch zwar auch dort tätig war, in erster Linie aber an der Klärung des geologischen Baues des Unterharzes arbeitete. Im Jahre 1908 erschienen als Frucht der Arbeiten im Oberharz die Blätter dieses Gebietes. Sie reichen nach Südosten bis weit ins Brockenmassiv hinein, und andererseits bringen sie den Ackerbruchberg, den morphologischen Abschluß des Oberharzes im Süden zur Darstellung.

Seitdem ist es still geworden im Harz. Noch immer fehlen die Blätter des Nordrandes von Wernigerode bis Ballenstedt, und immer noch vermissen wir die Darstellung des Süd- und Ostrandes des Brockenmassivs auf den Blättern Wernigerode und Elbingerode.

Wir suchen nach der Ursache und finden sie nicht in Schwierigkeiten, die sich aus der Angleichung neuerer stratigraphischer Feststellungen und tektonischer Auffassungen an die Lossensche Gliederung auf den älteren Blättern und der Übersichtskarte hätten ergeben können. Denn gerade der Mitarbeiter Lossens, Max Koch hatte aufs beste den Weg zur Umdeutung der Lossenschen Stratigraphie beschritten und sie in den Jahren 1897 und 1898 der Öffentlichkeit übergeben[1]). Wir finden sie auch nur zum Teil in den nach modernen Begriffen jämmerlichen

---

[1]) Diese Zeitschr. **49**, 1897, C., S. 7 u. **50**, 1898, C., S. 21.

topographischen Karten jener Zeit, von deren Art ein Blick auf die unvollendeten Aufnahmen Kochs etwa auf Blatt Wernigerode oder Blankenburg im Archiv der Geologischen Landesanstalt einen Begriff gibt.

Die Nichtfertigstellung beruht letzten Grundes bei der Vielseitigkeit der Aufgaben der Geologischen Landesanstalt auf dem Mangel an Geologen: Koch, der schon bei der Vollendung der Blätter des Oberharzes in höheren Jahren stand, zollte dem Alter den unvermeidlichen Tribut und schied aus dem Kollegium der Geologischen Landesanstalt aus; der unvergeßliche Beushausen, der in erster Reihe berufen gewesen wäre, das Werk Lossens zu vollenden und zu krönen, starb im besten Mannesalter eines tragischen Todes.

Seine jüngeren Nachfolger Erdmannsdörffer und Bode verließen Berlin und wurden Mitarbeiter, die sich naturgemäß der geologischen Kartenaufnahme nur soweit widmen, als ihnen ihr Hauptamt Zeit übrig läßt. Siegert endlich, der schon vorher zeitweise am Nordwestrande des Oberharzes mitgearbeitet hatte und dann in den Unterharz kam, ist zu einer produktiven Tätigkeit nicht gelangt. Das einzige, was von ihm in die Öffentlichkeit gekommen ist, ist das Protokoll einer gemeinsamen vierwöchentlichen Begehung mit Denckmann, das dieser nach Siegerts Tode veröffentlicht hat; es kann dahingestellt bleiben, ob die Drucklegung dieses Berichts in seinem Sinne war. Es scheint, als habe Siegert, der bekanntermaßen durch Arbeiten und Probleme, die aus seiner früheren Tätigkeit herrührten, überaus in Anspruch genommen war, nicht die rechte Ruhe und Muße gefunden, im Harz warm zu werden.

Aus diesen persönlichen Verhältnissen erklärt es sich zur Genüge, daß sich die Fertigstellung der noch unveröffentlichten Harzblätter ungewöhnlich hingezogen hat. Als ich nach dem Kriege zusammen mit Herrn Dr. Herrmann mein früheres Arbeitsgebiet im Paläozoikum des Rheinischen Schiefergebirges mit dem also verwaisten Harz vertauschte, lag mir in erster Reihe die Fertigstellung der Blätter des nördlichen Harzrandes ob. Das widrige Geschick, von dem die geologischen Arbeiten im Harz nach der vorangegangenen Schilderung begleitet waren, scheint auch damit sein Ende noch nicht gefunden zu haben; denn Kollege Herrmann freute sich der neuen Tätigkeit nur während eines Sommers — da rief auch ihn der unerbitt-

liche Tod aus der Blüte der Jahre und der vollen Schaffensfreude ab.

Was wir in den drei Jahren nach dem Kriege getan haben, und welche Ausblicke sich weiter eröffnen, das darzustellen, ist nach diesem kurzen Rückblick der Zweck meiner heutigen Ausführungen. In erster Reihe möchte ich Sie wissen lassen, daß die Blätter vom Nordrande des Harzes nunmehr fertig bearbeitet sind, ebenso durch die Herren Erdmannsdörffer und Bode die Blätter Elbingerode und St. Andreasberg, also die randliche Umgebung des Brockenmassivs. Die Gesamtheit dieser Blätter befindet sich im Stich, zwei liegen bereits im Grenzandruck vor. Mit ihrem Erscheinen, das in einer geschlossenen Lieferung geschehen wird, ist der Harz erstmalig im Maßstabe der Meßtischblätter aufgenommen.

Zum anderen möchte ich Ihnen sagen, daß ich bereits bei Beginn meiner Arbeiten im Jahre 1919 den besonderen Auftrag hatte, die Umdeutung der Lossenschen Harzgliederung auch auf den alten geologischen Blättern in die Wege zu leiten und diese auf solche Weise für eine zweite Auflage vorzubereiten. Mit dieser Aufgabe habe ich zusammen mit meinen jüngeren Mitarbeitern nach Fertigstellung der Nordrandblätter begonnen, und ich glaube, Ihnen heut versichern zu dürfen, daß die lange Übergangszeit seit dem Erscheinen der Oberharzblätter nunmehr endgültig überwunden ist.

Mit frischem Mut haben wir uns der Hochfläche des Unterharzes zugewandt, den Problemen, die im Bereich oder richtiger entlang dem Südrande der Tanner Sattelachse Lossens unserer warteten. Nachdem die völlige Vergeblichkeit, mit bloßen Begehungen und dem Studium einzelner, wenn auch noch so zahlreicher Profile der Lösung der Aufgabe näher zu kommen, erkannt war, haben wir mit der regelrechten Neuaufnahme dort begonnen, wo seinerzeit auch Lossen den Anfang gemacht hatte, nämlich auf den Blättern Benneckenstein und Hasselfelde.

Sie werden von mir hoffentlich nicht erwarten, daß ich dem zweifellosen Fehler Lossens folge, fast an den Beginn der Arbeit das Ergebnis zu setzen, und ebenso wenig bin ich gesonnen zu verfahren wie sein herber Kritiker Lepsius, der die Stratigraphie Lossens in seiner Karte in einer Weise umdeutete, die höchstens jemand

befriedigen kann, der den Unterharz und seinen geologischen Aufbau nur von ferne kennt.

Zuvörderst aber einige ganz wenige Worte zu der Lepsiusschen[2]) Kritik der älteren Aufnahmearbeiten der Geologischen Landesanstalt: Keiner hat klarer, lange vor Lepsius dargelegt, welches die Mängel der Lossenschen Stratigraphie sind, als sein Mitarbeiter und Nachfolger Max Koch. Als ich im Jahre 1898 zum ersten Male eine Jahresversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft mitmachte, hat uns Koch von Wernigerode aus in den Harz geführt und seine Umdeutung der Lossenschen Gliederung[3]) dargelegt. Unendlich mühselige Spezialuntersuchungen, wie er sie uns damals am Büchenberge bei Elbingerode vorführte, lehren uns eine so überaus verwickelte Tektonik, daß die richtige Auffassung der Stratigraphie des Unterharzes mit den nach unseren heutigen Anschauungen überaus primitiven tektonischen Vorstellungen der sechziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts wohl auch dann nicht möglich gewesen wäre, wenn man in dem uns heut entbehrlichen „Herzyn“ weniger heterogene Dinge vereinigt hätte. Mit Recht betont dabei Koch besonders, daß wir späteren ja doch alle auf dem Grunde bauen, den unsere Vorgänger geschaffen haben. Und so baut auch Lepsius seine, zu einem guten Teil negative Kritik zu einem recht wesentlichen Teil auf dem auf, was Koch vor ihm Positives geschaffen hatte. Wenn Lepsius der Sache dienen und nicht Personen kritisieren wollte, so hätte er gut und gerecht getan, nicht Lossens Arbeit allein zum Ausgangspunkt seines Urteils zu machen, sondern den Harz, wie er sich mit der Kochschen Umdeutung der Lossenschen Stratigraphie darstellt. —

Auch Lepsius meint, der Unterharz sei gebaut wie der Oberharz. Tatsächlich bestehen zwischen Oberharz und Unterharz weitgehende Unterschiede, nicht bloß in stratigraphischer, sondern auch in tektonischer Beziehung: Der Oberharz wird überwiegend von einer Kulmoberfläche gebildet, aus der devonische Schichten herausragen, und zwar solche des Ober- und Mitteldevons, das Unterdevon aber nur bis herab zum Kahleberg-Sandstein, d. h. zu den Oberen Koblenzschichten.

---

[2]) Geologie von Deutschland, II, 1900, S. 286.

[3]) Die Umdeutung der geologischen Verhältnisse im Unterharz, Diese Zeitschr. **50**, 1898, C., S. 21.

Im Unterharz kommen oberdevonische Schichten nur ganz sporadisch vor, das Unterdevon dagegen reicht tiefer herab, und dazu treten in großer Ausdehnung, wie wir noch sehen werden, silurische Schichten. Der Unterharz besteht also zu einem wesentlichen Teil aus älteren Schichten als der Oberharz. Alle die Probleme, die an das Auftreten silurischer Schichten und an solche des älteren Unterdevons gebunden sind, fallen damit im Oberharz weg. Nur im Unterharz können alte Schichtenlücken und Transgressionen und damit zusammenhängende alte gebirgsbildende Vorgänge eine Rolle spielen, und gerade das sind diejenigen Punkte, an die fast ausschließlich die Schwierigkeiten der Aufnahme des Unterharzes nach wie vor geknüpft sind. —

Was ich heut aus der Geologie des Unterharzes besonders erörtern möchte, ist die Frage, die vielleicht in der Stratigraphie und Tektonik des Gebiets die wichtigste ist, nämlich die: Gibt es eine „Sattelachse"?

Bekanntlich hatte Lossen die Vorstellung, daß von Lauterberg am Südrande des Harzes bis nach Gernrode im Nordosten eine Aufwölbung der ältesten Harzschichten verlaufe. In ihrem mittleren Teil sollte sie von dem gewöhnlichen Nordoststreichen abweichen und vor dem Ramberge nach Südosten ausweichen. Diese Tanner Sattelachse, die in der Lossenschen Übersichtskarte des Harzes in ihrem auffällig gewundenen Lauf ausgezeichnet ins Auge fällt, ist viel umstritten. Man hat sie überhaupt geleugnet, oder man hat aus ihr eine Muldenachse machen wollen, indem man die Tanner Grauwacke, aus der sie aufgebaut ist, als Kulm auffaßte; das tat auch Lepsius. Denckmann[4]) andererseits hat mit Zähigkeit unter Übertragung seiner Arbeitsergebnisse aus dem Kellerwald auf den Harz und auf Grund seiner zahlreichen Begehungen im Harz daran festgehalten, daß die Tanner Grauwacke silurisch und die Tanner Achse demgemäß das älteste Schichtenglied im Harz sei. Er hat dem silurischen Schichtenkomplex eine Reihe weiterer Gesteine hinzugefügt, neben den schon lange bekannten Graptolithenschiefern Kalkgrauwacke und Quarzite, welche in der Schieferzone südlich von der

[4]) A. Denckmann: Über Lossens Kalkgrauwackenzone usw., Jahrb. Pr. Geol. Landesanst. für 1915, 36, I, S. 249.

A. Denckmann und L. Siegert: Begehungen zur Aufklärung der Stratigraphie des Unterharzes, ebenda für 1918, 39, I, S. 232.

Tanner Grauwacke als Einlagerung in großer Verbreitung auftreten.

Was haben nun in dieser Beziehung unsere Arbeiten neues im Harz ergeben? Es zieht sich tatsächlich eine in ihren Einzelheiten allerdings ungemein verwickelt gebaute Zone ältester Gesteine von Lauterberg am Südrande des Harzes nach Nordosten. Sie könnte auf einer Übersichtskarte kleinen Maßstabes in der Art S-förmig gezeichnet werden, wie Lossen es mit seiner Tanner Achse getan hat. In Wahrheit verläuft die Achse von Lauterberg nach Benneckenstein und ein zweiter Abschnitt ist durch das Selketal bezeichnet. Die altbekannten Graptolithen-Fundpunkte liegen einerseits in der Lauterberger Gegend, andererseits im Selketal. Außerdem wird Ihnen Herr Dr. Dahlgrün seine Beobachtungen aus dem Zwischengebiet von Hasselfelde und Stiege mitteilen und Ihnen zeigen, welche prächtigen Graptolithenfaunen in dieser Gegend in weiter Verbreitung vorkommen.

Dazu treten andere Versteinerungen führende und daher zweifellos silurische Schichtenfolgen, deren Bild durch die Einzelheiten des tektonischen Baus sehr verwickelt ist. Jedenfalls stehen die beiden Silurzüge von Lauterberg und vom Selketal miteinander durch eine Reihe von Vorkommen in Verbindung, die bei Hasselfelde, Stiege, Güntersberge gelegen sind. Das Silur hat hier das normale Streichen.

Nach Norden zu schließen sich, wenn wir die großen Züge nur hervorheben und hier zunächst übergehen, in welchem Maße devonische Schichten zwischengeschaltet sind, die Schichten der Lossenschen Sattelachse an, die Denckmann in den von ihm untersuchten Profilen mit den genannten silurischen Gesteinen eng verknüpft sieht. Er glaubt daher, in der Tanner Grauwacke das älteste Glied der silurischen Schichtenfolge des Harzes überhaupt erblicken zu sollen. Es ist dabei sein unbestreitbares Verdienst, unentwegt trotz aller Angriffe an der Existenz der Sattelachse festgehalten und das Silur des Unterharzes weiter ausgebaut zu haben.

Von anderen Geologen ist das Alter der Tanner Grauwacke vielfach mit einer Handbewegung erledigt worden. Auch Lepsius hat die Zuteilung zum Kulm auf den Blättern Hannover und Berlin seiner geologischen Karte von Deutschland in viel zu souveräner Weise vorgenommen.

Ihm scheint unbekannt geblieben zu sein, daß Lossen in seiner Tanner Grauwacke zwei verschiedene Dinge vereinigt hat, die Grauwacke selbst und den Plattenschiefer, und man kann nicht stillschweigend darüber hinweggehen, daß drei im Paläozoikum so bewanderte Männer wie Max Koch, Denckmann und Beushausen als das Ergebnis einer gemeinsamen Harzbegehung im Jahre 1895 ausgesprochen[5]) haben „die Plattenschiefer weichen nach ihrer geologischen Beschaffenheit von allen uns bekannten Kulmgesteinen derart ab, daß wir einstimmig ihre Zugehörigkeit zum Kulm als ausgeschlossen ansehen müssen". Tatsächlich ist er nicht Kulm, sondern er enthält, wie Herr Schriel, wenn er nicht zufällig verreist wäre, hernach als das Ergebnis seiner diesjährigen Arbeiten mitteilen würde, bei Benneckenstein eine unterdevonische Fauna vom Alter der Koblenzschichten. Und begnügt man sich nicht mit dem bloßen Anschauen der Lossenschen Karte, sondern begeht man das Gebiet der Tanner Grauwacke, so wird man inne, daß diese Plattenschiefer einen sehr erheblichen Raum einnehmen, und man wird, wie auch Denckmann schon betont hat, zu einer richtigen Vorstellung erst kommen, wenn beide durch die Kartenaufnahme geschieden sind. Was aber die Grauwacke selbst betrifft, so haben wir zweifellos Profile, die gewisse Übergänge zwischen ihr und den silurischen und unterdevonischen Schichten in ihrem Süden anzudeuten scheinen.

Andererseits kennen wir trotz der gewaltigen Verbreitung von Diabas als Einlagerung in silurischen und mitteldevonischen Schiefern in der Tanner Grauwacke bisher nicht das kleinste Diabasvorkommen, weder ein intrusives Lager noch einen Stock oder Gang. Das muß schließlich bedeuten, daß die Tanner Grauwacke jünger ist als die Diabasausbrüche.

Bei den Floren der Tanner Grauwacke ist es eigenartig, daß die Fundpunkte Lossens sich bis auf einen sämtlich in der Lauterberger Gegend finden. Diese Floren sind von Potonié bearbeitet, und es ist bekannt, daß er sie unter Lossens Einfluß nur aus geologischen, nicht aus paläobotanischen Gründen als silurisch angesprochen hat. Weniger bekannt dürfte sein, daß er dieses silurische Alter später in einer allerdings sehr versteckten Mitteilung[6])

---

[5]) Neue Beobachtungen aus dem Unterharz, Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst. für 1895, S. 127.

[6]) Naturw. Wochenschr. 1911, S. 416.

widerrufen hat. Die Flora galt POTONIÉ als oberdevonisch, Herr GOTHAN würde, wie er mir wiederholt gesagt hat, auch keine Bedenken tragen, sie als kulmisch anzusprechen. Für die an Pflanzenfundpunkten reichen Vorkommen der Lauterberger Gegend halte ich das für absolut erwiesen, wie ja auch die Tanner Grauwacke LOSSENS in dem seit 1908 veröffentlichten Blatte Riefensbeek als Kulm dargestellt ist.

Von eigenen Beobachtungen in dieser Hinsicht sei folgendes mitgeteilt: Bei einer gemeinsamen Begehung mit den Herren DAHLGRÜN und SCHRIEL im vorletzten Sommer fanden wir im Grafenforst östlich von Herzberg eine Konglomeratbank in der Grauwacke, die völlig denselben Charakter trug, wie die schon von DENCKMANN erwähnten Konglomeratschichten der Holzmarke auf Blatt Quedlinburg. Es lag der Gedanke an ein Transgressionskonglomerat nahe, und tatsächlich hatte eine daraufhin von Herrn SCHRIEL ausgeführte Aufschürfung das Ergebnis, daß hier die Tanner Grauwacke in verhältnismäßig flacher Lagerung über steil stehende und anders streichende unterdevonische Schichten transgrediert. Das spricht für das kulmische Alter der Tanner Grauwacke. In diesem Zusammenhang sei auch darauf hingewiesen — was LEPSIUS in seiner Kritik der Harzaufnahme der Geologischen Landesanstalt vergessen zu haben scheint —, daß bereits KOCH[7]) das kulmische Alter der Tanner Grauwacke am Nordrand des Harzes anerkannt hat.

Von sonstigen Fundpunkten mit einer hinreichend bestimmbaren Flora gibt es nur noch Lindenberg und einen von DENCKMANN herrührenden Punkt nahe bei Hasselfelde. Nach Herrn GOTHAN ist kein Zweifel, daß diese Floren mit denen der Sieber-Grauwacke aus der Lauterberger Gegend übereinstimmen.

Nach alledem ist das kulmische Alter der Tanner Grauwacke sehr wahrscheinlich, und ich nehme an, daß sich die Bedenken, die aus dem Studium einzelner Profile, also aus den Lagerungsverhältnissen hinsichtlich der Unabhängigkeit der Tanner Grauwacke von dem silurischen Zuge entlang ihrem Südrand zu folgen scheinen, mit Hilfe einer eingehen-

[7]) Diese Zeitschr. **50**, 1898, a. a. O.

den Spezialkartierung schließlich werden beheben lassen. Es ist aber auch, wie schon erwähnt, eine entsprechende Kartierung der Tanner Grauwacke selbst erforderlich, damit von ihr der Plattenschiefer geschieden wird, der in seinem Alter offenbar nichts mit ihr zu tun hat und nur tektonisch mit ihr verflochten ist. Dabei wird sich sehr wahrscheinlich auch die übergreifende Lagerung des Kulms und insonderheit der Tanner Grauwacke ergeben. Es wird nicht fehlen, daß das Bild der Verbreitung der Grauwacke dann ein gänzlich anderes sein wird, als es uns die LOSSENsche Karte zeigt. Was dagegen bleibt, ist das tatsächliche Vorhandensein einer aus silurischen Schichten aufgebauten Sattelachse.

Über graptolithenführende Schichten im Unterharz[1]).

(Vortrag, gehalten in der Sitzung am 6. Dezember 1922.)

Von Herrn FR. DAHLGRÜN.

Aus dem Harz waren bisher nur die Graptolithenschiefer als sicheres Silur bekannt, sowie neuerdings nach DENCKMANN[2]) gewisse Schichtfolgen von Schiefer und Grauwacken mit Graptolithen. Nach den Graptolithenfaunen entsprechen die Schiefer dem oberen Graptolithenschiefer Thüringens und dem englischen Ludlow, dem auch die Grauwackenzone zugerechnet werden muß. Bei der Neuaufnahme des Unterharzes wurden jedoch bei Hasselfelde und Stiege reiche Graptolithenfaunen festgestellt, die eine weitergehende Gliederung des Obersilurs ermöglichen. Als Grundlage für die Untersuchungen wurde die Zonenfolge des englischen Obersilurs benutzt, wie sie ELLES und WOOD[3]) aufgestellt haben.

---

[1]) Die ausführliche Arbeit erscheint im Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanstalt.

[2]) DENCKMANN: Über LOSSENS Kalkgrauwackenzone usw., Jahrbuch der Preuß. Geol. Landesanst., 1915, I.

[3]) ELLES and WOOD: A Monograph of British Graptolites, Palaeontological Society 1913.

Bei Hasselfelde dehnt sich im Westen und Osten des Städtchens in 6 km Länge eine bis zu 1500 m breite Zone von Graptolithenschiefern aus, die ihr Hauptgepräge durch die zahlreich eingeschalteten intrusiven Diabaslager erhalten. Ein Netz von 14 Graptolithenfundpunkten ergibt das silurische Alter der ganzen Zone. Als wichtigste Formen seien genannt: *Monograptus bohemicus* Barr., *Monograptus chimaera* Barr., *Monograptus dubius* Suess, *Monograptus Roemeri* Barr. u. a. m. Diese Arten kommen in England in den Unter-Ludlow-Schichten vor, als deren Äquivalente die eigentlichen Graptolithenschiefer des Harzes demnach aufgefaßt werden müssen. Gelegentlich sind ältere Schiefer in sie eingefaltet.

Östlich von Hasselfelde spitzen sich die Graptolithenschiefer aus, und weiter südlich setzt ein neuer Zug in der Richtung nach Allrode auf. Im Süden von dem Hasselfelder und im Norden und Osten von dem Allröder Gebiet stellt sich im Anschluß an die Graptolithenschiefer eine diabasfreie Schieferzone mit Grauwacken- und Kalklinsen, Kieselgallen und Kieselschiefern ein. Bei Allrode fand sich hierin neben Orthoceren und Lamellibranchiaten, *Cardiola interrupta* Sow. und bei Hasselfelde *Phacops fecundus* var. *communis* Barr., beides rein obersilurische Formen. Bei Harzgerode kommt nach Denckmann (a. a. O.) *Monograptus Roemeri* in ähnlichen Schichten vor. So erweist sich diese Grauwackenzone als obersilurisch, und zwar ist sie jünger als die Hauptmasse der Graptolithenschiefer, in denen besonders die tieferen Zonen des Unter-Ludlow enthalten sind. Wie weit diese Grauwackenzone nach obenhin ins Mittel- oder Ober-Ludlow oder gar Downtonian reicht, muß vorläufig dahingestellt bleiben, doch spricht die große Mächtigkeit der Schichtenfolge für ein Hinaufreichen in diese jüngeren Horizonte.

Im Norden von Hasselfelde und Allrode dehnt sich das weite Gebiet des Plattenschiefers und der Tanner Grauwacken aus, die bei Allrode an die obersilurische Grauwackenzone anschließen, während sich bei Hasselfelde zwischen Graptolithenschiefer und Plattenschiefer ein Zug unterdevonischer Schiefer mit Kalk- und Grauwackenlinsen einschaltet. Ihm gehören einmal die „Hercynkalke“ von Trautenstein im Westen von Hasselfelde an und dann im Osten des Städtchens die Kalkgrauwacken vom Hohe Berg, die bei der Aufnahme gefunden wurden. Nach der Fauna: *Spirifer Hercyniae* Gieb., *Spir. Bischofi* Gieb. *Rhynchonella*

pila Schnur, Crinoiden u. a. m. handelt es sich um Unterkoblenzschichten. Ob diese Schichten über dem Silur transgredieren oder an einer Störung an die Graptolithenschiefer grenzen, ließ sich noch nicht entscheiden.

Nördlich von Stiege beiderseits der Hassel tritt das ältere Obersilur zu Tage. Der Bahneinschnitt am Ndr. Mühlenberge entblößt steilstehende Schiefer mit gelegentlichen Quarzit- und Sandsteinbänken. Im Nordteile des Einschnittes führen die Schiefer *Retiolites Geinitzianus* Barr., *Monograptus priodon* Bronn und *Monograptus vomerinus* Nich., eine Graptolithenfauna, die in England im untersten Wenlock vorkommt. Oberes Wenlock steht im Südteil an mit *Cyrtograptus Carruthersi* Lapw., *Monograptus testis* Barr., *Monograptus Flemingi* Salt., *Gothograptus spinosus* Wood u. a. m. Die Gesamtmächtigkeit der Wenlockschichten beträgt rund 150 m. Jenseits einer Störung treten in der Südendigung des Einschnittes Schiefer vom Alter des Tarannon auf (*Monograptus Marri* Perner, *Monograptus spiralis* Gein.).

Der Hütteberg östlich der Hassel besteht aus Quarziten, Quarzitschiefern und Schiefern. Als Seltenheiten findet man in den Schiefern Graptolithen und zwar: *Diplograptus (Orthograptus) bellulus* Törnqu., *Monograptus Sedgwicki* Portl., *Monograptus lobiferus* M'Coy und *Monograptus leptotheca* Lapw. Sämtliche Arten sind in England an das Llandovery gebunden. Die Schiefer und Quarzite des Hütteberges sind somit das älteste bisher bekannte sichere Silur des Harzes.

Unter Berücksichtigung der übrigen älteren Fundpunkte, deren Material neu durchbestimmt wurde, läßt sich der derzeitige Stand unserer Kenntnis vom Silur des Harzes in beigefügter Tabelle zusammenfassen, wobei das Silur des Nordrandes bei Wernigerode auf Grund der großen Ähnlichkeit der hier vorhandenen „Bandkalke" mit gewissen Kalken westlich Allrode zu der „Grauwackenzone" gestellt wurde.

Für den Aufbau des Harzes ergibt sich bei der Betrachtung der Lage der einzelnen Silurvorkommen eine bemerkenswerte Tatsache. Bei Lauterberg am Südrande beginnend, zieht eine Aufwölbung der ältesten Schichten schräg durch den Harz hindurch, in dem sich ein Graptolithenfundpunkt an den anderen reiht (Zorge, Benneckenstein, Hasselfelde, Allrode, Lindenberg, Harzgerode,

Ludlow	Mittel ?	*Monograptus Roemeri, M. dubius Cardiola interrupta Phacops fecundus,* var. *communis*	„Grauwackenzone". Schiefer mit Grauwacken- u. Kalklinsen, Kieselkarbonatlinsen, Kieselgallenlagen Hasselfelde, Allrode, Lindenberg, Harzgerode Silur des Nordrandes bei Wernigerode
	Unter (Zone 32—36)	*Monograptus dubius, M. chimaera, M. bohemicus, M. scanicus, M. Nilssoni, M. colonus, M. Roemeri, M. varians, Gothograptus spinosus, Cardiola interrupta*	Der größte Teil der „Graptolithenschiefer" i. e. S. mit intrusiven Diabasen Lauterberg, Hasselfelde, Allrode, Harzgerode, Pansfelde usw. Graptolithenschiefer bei Thale
Wenlock (Zone 26—31)	Ober	*Monograptus Flemingi, M. testis, M. dubius, Gothograptus spinosus, Cyrtograptus Carruthersi*	Schiefer, Quarzite und Sandsteine Niederer Mühlenberg bei Stiege
	Unter	*Retiolites Geinitzianus, Monograptus priodon, M. vomerinus*	
Tarannon (Zone 22-25)		*Monograptus Marri, M. spiralis, M. Halli*	Ruschelige Schiefer Niederer Mühlenberg bei Stiege Panzerberg bei Harzgerode
Llandovery (Zone 16—21)	Ober Unter	*Diplograptus bellulus, Monograptus Sedgwicki, M. lobiferus, M. leptotheca, M. Clingani, M. decipiens, Scyphocrinus*	Schiefer und Quarzite vom Hütteberg bei Stiege Schieferzug nw. Benneckenstein Große Teile des „Hauptquarzits" im Süden der „Sattelachse"

Pansfelde, Harkerode) bis zum Nordrande des Gebirges bei Aschersleben. Die Verbindungslinie sämtlicher Punkte ergibt die „Silurachse" unserer Auffassung. Ein durchgehender Zug von Silur ist freilich nicht vorhanden, sondern hier und da taucht das Silur aus den jüngeren

Schichten heraus, und ein Silursattel löst den anderen ab. Nur im Ostharz ergeben sich große zusammenhängende Silurzüge.

In paläogeographischer Beziehung fällt besonders der krasse Unterschied in der faziellen Entwicklung des Harzer- und Thüringer Silurs auf. Die obersilurische Grauwackenzone des Harzes fehlt in Thüringen ganz. Einzig und allein die oberen Graptolithenschiefer Thüringens geben sich im Harz gut zu erkennen, wo der Ockerkalk hingegen fehlt. Die unteren Graptolithenschiefer Thüringens werden im Harz durch Schiefer und Quarzite vertreten, wie sie auch in Belgien[4]) in diesen Horizonten vorkommen. Somit zeigt das Silur des Harzes einmal Anklänge an die böhmisch-mediterrane, andererseits an die nordeuropäische Entwicklung, stellt also ein Übergangsgebiet zwischen beiden dar.

Briefliche Mitteilungen.

12. Zur Frage der Lößbildung.

Von Herrn A. F. v. Stahl, Uusikirkko, Pitkäjärvi W. L., Finnland.

Der Vortrag des Herrn K. Keilhack über „Das Rätsel der Lößbildung"[1]) bestimmt mich, einige meiner Beobachtungen der Lösse in Rußland und Persien hier mitzuteilen.

In Südrußland beginnen die Lösse in einiger Entfernung von den südlichsten Endmoränen der Eiszeitgletscher aufzutreten und lagern auf sehr verschiedenartigem Gestein; so z. B. im Eisenerzrayon von Krywoi—Rog, an den Flüssen Saksagan und Ingulez, auf Granit, Diabasporphyrit, kristallinen Schiefern, Dachschiefern, erzführenden Quarziten und südlicher auf den Mactra-Kalken des Sarmats. Öst-

[4]) Malaise: Ann. soc. géol. de Belgique, XXV, bis S. 180, 1899.

[1]) Diese Zeitschr., Monatsber. 1920 Nr. 6/7, S. *146*.

lich von hier, bei Grischino, lagern die Lösse auf dem Oberen Karbon; im Kreise Bachmut auf Gesteinen des Perm und weiter südlich und östlich auf Karbon-, Jura- und Kreidesedimenten. Überlagert werden diese Lösse von einer Schicht Schwarzerde (Tschernozem), deren Mächtigkeit zwischen 0,3 m und 0,5 m schwankt.

In den Steppentälern und Schluchten erscheinen die Lösse ganz oder zum Teil erodiert und die Schwarzerde manchmal stark angereichert, so, daß sie eine Mächtigkeit bis zu 2 m erreicht.

Im Osten, am Wege von Uralsk nach Gurjew lagern in den Hügeln Inderskije—Gory mächtige Lößschichten zum Teil auf Sedimenten des Perm, aber auch auf ausgebreiteten Höhlungen, die vermutlich durch die Auslaugung von Salzstöcken entstanden sind, da ich am Boden einiger Schluchten, die anscheinend tiefer herunterreichten als die Wasserfläche des von hier etwa 1 km entfernten Uralflusses, ansehnliche Blöcke von Gipsspat vorfand.

Der Indersky-See ist ein Einsturzgebiet solcher Höhlungen, das Wasser eine konzentrierte Salzlauge und voll von auskristallisiertem Chlornatrium. An den Ufern stehen Jura- und Kreidegesteine, überlagert von Aktschagylschichten, an.

Noch östlicher, bei Uil am Flüßchen Ulu-Uil, bestehen die Uferbänke, die hier einen Cañon bilden, aus einer etwa 20 m mächtigen Schicht typischen Lösses. Südlich von den genannten Gegenden keilt sich die Schwarzerde aus und entblößt den Lößboden. Im Gebiet der Flüsse Emba und Sagis im Gurjewschen Kreise der Kirgisensteppen, kommen die Lösse nur zwischen dem östlichen Ufergebiet des Kaspischen Meeres und der Hügelgegend im Osten vor.

Die Lösse Südrußlands sind nicht immer von gleicher Beschaffenheit, bald heller, bald dunkler gefärbt, auch im feuchten Zustande mehr oder weniger plastisch und enthalten oft nußgroße Stückchen von Kreide eingelagert; ein Beweis, daß der Lößschlamm von Wasser transportiert und aus demselben abgelagert wurde.

Im Kaukasus lagern die Lösse auch in einiger Entfernung von der Basis des Gebirges, wo Konglomerate, Geröll- und Sandboden vorherrscht. Auch hier wird stellenweise der Löß von Schwarzerde bedeckt.

Im westlichen Ufergebiet des Kaspischen Meeres zwischen Petrowsk und Baku, sind die Lösse meistens nur schwach entwickelt, obwohl hier die häufigen Nordstürme

ungeheure Staubwolken mitführen; dagegen sind sie schon stärker in den Steppen Transkaukasiens, zu beiden Seiten des Kuraflusses, wie auch gleichfalls im Alazantal von Kachetien. Interessant sind hier die Uferbänke des Turdoflusses, der aus dem Kachetinischen Höhenzuge, bei Telaw vorbei, in den Alazan fließt, hier stehen am linken Ufer, vor dem Austritt in die Ebene, 25 m hohe Lößterrassen wenigstens 10—15 m über der Alazanebene an, in deren abschüssigen Wänden sich zahlreiche alte Höhlenwohnungen befinden. Solche Lößterrassen habe ich auch an verschiedenen Orten Persiens, so am Austritt des Sefid-Rud-Flusses aus den Bergen in die Niederung von Gilan, in den Schluchten des Bafk-Gebirges östlich und nordöstlich von Jezd und anderwärts beobachtet. Alle diese Lösse, wie auch solche, die in den persischen Wüsten über die Ebene emporragende Gruppen bilden und Schehri-Lut = Wüstenstädte genannt werden, sind von der Erosion verschont gebliebene Reste einer früheren, höher gelegenen Ebene und älter als die Lösse der rezenten Ebene, oder wenigstens deren oberen Schicht, was darauf hinweist, daß die Taldepressionen früher viel tiefer waren und die schon in den Gebirgsschluchten beginnenden Lößablagerungen ein stärkeres Gefälle zur Talmitte und den Mulden hatten, die sich erst später durch Regen- und Flußwasser mit dem abgetragenen Löß auffüllten.

In Persien sind Lösse über das ganze Hochland verbreitet, lagern aber immer nur (außer an den erwähnten Stellen) in einigem Abstand von den Bergen.

In den Cañonwänden am Wege von Teheran nach Meschhed, zwischen Deh-i-Nämäk und Lasgird, wie auch südöstlich und südlich von Semnan, kann man beobachten, wie am Fuß der Berge grobe Konglomerate lagern, die in immer kleineres Geröll, sodann Sand und schließlich, näher zur Wüstenebene, in typischen Löß übergehen.

Andererseits sind starke Sand- und Staubstürme in Wüstengegenden wie dem persischen Hochland nichts seltenes; wo der Erdboden von keinem oder doch unzureichendem Pflanzenwuchs geschützt wird.

Als ich im Jahre 1890 mich im Villenort Taft, südwestlich von der Stadt Jezd, im Schirkuh-Gebirge, etwa 460 m höher als Jezd, aufhielt, fegte solch ein Sandsturm von SW her die Schlucht entlang; zu derselben Zeit, mitten am Tage, herrschte im Laufe einiger Stunden in Jezd totale Finsternis bei vollkommener Windstille. Der Sturm-

wind brach sich einigermaßen an den nördlich von Jezd sich erhebenden Chorumä-Bergen, infolgedessen fielen nahe der Mitte der Jezdebene Dünensande nieder. Der vom Luftstrom in einem höheren Horizont geführte Staub und Sand flog weiter über die Berge. Solche Stürme wie auch die häufig vorkommenden Wirbelwinde, welche Staubhosen verursachen, treiben ansehnliche Mengen von Staub in die Luft. Bei abnehmender Stärke des Windes fallen die schwereren Bestandteile zur Erde, die feinsten Stäubchen dagegen bleiben auch bei völliger Windstille in trockener Luft schweben und die Luft erscheint dann wie von Dunst erfüllt.

In den Sommermonaten habe ich so manches Mal von der Höhe des 3840 m hohen Schemrangebirges bei Teheran beobachtet, wie nach unten und oben die Luft klar zu sein schien, dagegen in horizontaler Richtung eine braune Wolke den Fernblick behinderte; aber schon ein leichter Regen bringt den Staub herunter und klärt die Luft.

Das Quantum dieses äolischen oder subärischen Lößstaubes ist im ganzen doch so gering, daß eine mächtigere Ablagerung ohne Zutun der Wasserschlämmung nirgends zutage tritt. Die russische Schwarzerde besteht ja schon seit Jahrtausenden, nirgends findet man aber eine Spur von Überlagerung durch Löß; auch müßte ein äolischer Löß auch jenseits der Eiszeitzone sich niederschlagen und nicht nur in bestimmten Gegenden des mehr oder weniger gemäßigten Klimas.

Ich habe in Persien sehr oft Platzregen erlebt, wo dann die ganze, leicht geneigte Ebene gleichmäßig von milchkaffeebraunem Wasser überrieselt wurde. Das Sediment dieses Wassers stammte aber nicht aus der Luft, sondern von den Bergen, Hügeln und der Ebene selbst. Solche Regengüsse brachten nicht nur die Zersetzungsprodukte der Berge herunter, sondern setzten auch die schwereren Teile am Fuße der letzteren ab und transportierten die feineren Teile weiter zur Taldepression, wobei in allen Bodenvertiefungen sich Schichten von Lößschlamm ablagerten, die nach dem Austrocknen in unregelmäßige Schollen zerbarsten, dann aber durch die Einwirkung der Luft in gewöhnlichen Löß zerfielen.

Ob die chinesischen Lösse anders sind als die russischen und persischen, möchte ich bezweifeln. Herr Dr. T. FEGRÄUS, vormaliger Geologe von Gebr. NOBEL in Baku, der das Ferghanagebiet bereist hat, teilte mir seinerzeit mit,

daß nach seinen Beobachtungen die Lösse an der Grenze von China nicht subärischen, sondern fluviatilen Ursprungs sind.

In Anbetracht der angeführten Beobachtungen bin ich der Ansicht, daß zur Zeit des Abtauens der Eiszeitgletscher infolge der großen Luftfeuchtigkeit und der kalten Luftströmungen eine Pluvialperiode eintreten mußte, wobei nicht nur Teile der Moränenschlämme, sondern auch der Detritus der anstehenden und zutage gehenden Gesteine vom Regenwasser abgespült wurden und von dem sich niederschlagenden Schlamm alle Vertiefungen ausgefüllt werden mußten, was zur Ausbildung ausgebreiteter Ebenen führte. Erst später begannen einzelne Gerinsel sich zu sammeln und Flußbette auszuformen, wobei ein Teil der Lösse wieder erodiert wurde. Gegen Ende der Pluvialperiode wird sich das ganze Land, welches bis dahin wohl pflanzenlos war, in eine dem damaligen Klima entsprechende, von Moosen bestandene Tundra verwandelt haben, worauf bei weiterem Rückzug der Gletscher ein wärmeres Klima die Ablösung der Moose durch Gräser usw. bewirkte. Die Verwitterung dieser Pflanzen lieferte auch das Material zur Bildung der Schwarzerde in Südrußland und Westsibirien. Diese Schwarzerde (Tschernozem) besteht aus Lehm, d. h. Löß, Dünensand und Humus, und wird nirgends von Löß überlagert.

In den südlicheren Ländern, wie z. B. dem Kaukasus, Persien, Transkaspien und Zentralasien usw. sind zur Eiszeit die höheren Gebirge aller Wahrscheinlichkeit nach ebenfalls vergletschert gewesen; diese Gegenden haben wohl auch eine mehr oder weniger intensive und langanhaltende Regenzeit gehabt, welche die Lößbildung förderte, wobei, wie schon erwähnt, in Betracht gezogen werden muß, daß die Mulden und Täler dazumal jedenfalls eine bedeutend größere Tiefe und steilere Geländeneigung haben mußten.

Viele Depressionen in Persien, wie z. B. diejenige im NW, N und O von Isfahan weisen heute noch untrügliche Spuren einer intensiven flutartigen Erosion auf.

Das im Vergleich mit den nördlicheren Gegenden bedeutend wärmere und trockenere Klima verhinderte eine Tundra- und folglich auch eine Schwarzerdebildung und die Gegenden behielten bis auf den heutigen Tag ihren ursprünglichen Steppen- oder Wüstencharakter mit ausgesprochen kontinentalem Klima.

Die außerordentliche Fruchtbarkeit der Lösse und der Schwarzerde ist darauf zurückzuführen, daß in denselben

die Zersetzungsprodukte der verschiedenen Gesteine sehr gleichmäßig und fein gemischt vorhanden sind, und was den Kalkgehalt anbetrifft, so läßt er sich dadurch erklären, daß fast in allen Gegenden, wo Löß vorkommt, auch mehr oder weniger kalkhaltige Gesteine entweder im Liegenden des Löß oder in den über denselben emporragenden Hügeln und Bergen anstehend zu finden sind. Die weit verbreitete weiße Schreibkreide des Senon verschlämmt sich sehr leicht, aber auch härtere Kalke verwittern selbst in wärmeren, trockenen Ländern wie Persien nicht unerheblich, wovon ich mich überzeugen konnte, indem selbst am Fuß der Berge liegende Kalksteingerölle an der Oberfläche von Erosionsfurchen bedeckt waren.

---

13. *Bothriocidaris* und die Abstammung der Seeigel.

Von Herrn N. Yakowlew in Petersburg.

(Mit 1 Textfigur.)

Die Frage, welcher Gruppe von Echinodermen die Seeigel ihre Herkunft verdanken, ist in der zoologischen und paläontologischen Literatur selbstverständlich schon des öfteren erörtert worden.

Die meisten Paläontologen, wie Neumayr, Gregory, Jackson, sind zur Annahme geneigt, daß die Seeigel aus der Klasse der *Cystoidea* herrühren. Indem Jackson 1912 die meist neuen Versuche, die Seeigel von den Seesternen oder den Seelilien herzuleiten, erwähnt, verwirft er sie durch seine kritischen Bemerkungen.

Ich glaube der Abstammung der Seeigel näher zu kommen, wenn ich von den *Cystoidea Diploporita* ausgehe und zu *Bothriocidaris* übergehe.

Ich bin auf diesen Gedanken gekommen, als ich vier Exemplare von *Bothriocidaris*, von denen sich drei in Petrograd, darunter ein bis jetzt noch nicht präpariertes (Universität) und ein Exemplar in Berlin befinden, studierte, außerdem hatte ich in London und in Oxford Gelegenheit, Exemplare eines anderen silurischen Seeigels, des *Palaeo-*

discus, kennen zu lernen. Während meines Aufenthalts in Berlin, London und Oxford haben mir Prof. POMPECKJ, Dr. BATHER und Prof. SOLLAS Beihilfe erwiesen, wofür ich den genannten Herren meinen Dank ausspreche.

Beim Studium der Beschreibung des *Proteroblastus (Dactylocystis)* von JAEKEL, wurde ich auf die unter den *Cystoidea* in ihrer Art einzig dastehende Neigung des *Proteroblastus* aufmerksam, die Poren der Theca an den ambulakralen Täfelchen zu konzentrieren. JAEKEL bemerkt (Stammesgeschichte der Pelmatozoen, 1899, S. 435), daß „diese Eigenheit der in Rede stehenden Art einen eigentümlichen Charakter verleiht, der zu der Annahme veranlassen könnte, daß man es mit einem Seeigel zu tun habe, aber diese Annahme wird sofort in Anbetracht der Finger an den ambulakralen Täfelchen wieder hinfällig. Immerhin ist diese Konzentration der Thecalporen für die *Cystoidea* ganz ungewöhnlich, da sie, wenn überhaupt, bei ihnen auf den interambulakralen Täfelchen auftritt. Im Rahmen der Gattung ist diese Tatsache natürlich nicht auffällig, da sie bereits bei *Protocrinites oviformis* beginnt.“

Proteroblastus kann natürlich nicht als Seeigel betrachtet werden, indessen verdient die Frage des Verhältnisses der Gruppe *Diploporita (Proteroblastus, Protocrinites)* zu den Seeigeln besondere Beachtung.

Die Verwandtschaft der Seeigel mit den *Cystoidea* wird, wie gesagt, oft anerkannt, aber es gibt keine Hinweise auf bestimmte Gruppen der *Cystoidea*, von denen Seeigel abstammen könnten. Vom Standpunkt der Notwendigkeit allmählicher Übergänge aus, der früher beim Vorherrschen des Darwinismus dominierte, gibt es im vorliegenden Fall natürlich keine solchen Übergänge, wenn man aber die Möglichkeit der Entwicklung auf dem Wege sprunghafter Veränderungen zugibt, die immer mehr Anhänger findet (in der Paläontologie z. B. DOLLO und SMITH WOODWARD), so wird die Frage der gegenseitigen Beziehungen zwischen den *Echinoidea* und den *Cystoidea Diploporita* zu erörtern sein.

Wir gehen somit zur Erörterung der zwischen den *Protocrinidae* und *Bothriocidaris*, bestehenden Beziehungen über. Außer der von JAEKEL erwähnten Konzentration der Poren des *Proteroblastus* auf den ambulakralen Täfelchen, ähnlich wie bei den Seeigeln, ist auch die Ähnlichkeit in der Anzahl der vertikalen Reihen der Täfelchen von Interesse. *Proteroblastus* wie *Bothriocidaris* besitzen 15 Reihen Täfelchen, je zwei Reihen in jedem Ambulakrum und je

eine Reihe im Interambulakrum. Ich habe dabei *Proteroblastus Schmidti* Jaekel (a. a. O., Taf. V, Fig. 7) im Auge. In dieser Abbildung, die in die Lehrbücher (Zittel, Abel u. a.) übergangen ist, zeigt diese Cystoidee zwar ihren am besten erhaltenen, aber auch am wenigsten charakteristischen Interradius. Er ist insofern am wenigsten charakteristisch, als es der einzige Interradius ist, der aus zwei Reihen Täfelchen gebildet zu sein scheint, nicht aber aus einer Reihe, wie bei anderen Interambulakren. Diese Neigung, zwei Reihen zu bilden, besteht darin, daß zu vier (nicht fünf, wie auf der Jaekelschen Abbildung angegeben) von den elf in vertikaler Reihenfolge liegenden Täfelchen, in Querrichtung noch je ein Täfelchen tritt. Diese in Querrichtung nebeneinander angeordneten Täfelchen zeichnen sich dadurch aus, daß ihre Höhe, wenn auch nur in schwachem Maße, ihre Breite übertrifft (die Jaekelsche Abbildung ist auch in dieser Beziehung ungenau), während bei den alleinigen Zwischenplatten ihre Breite die Höhe übertrifft; vielleicht ist die Queranordnung in Paaren und der gegenseitige Druck der Grund der Zusammenziehung der Täfelchen in der Querrichtung. Bei anderen Interambulakren sind alle horizontal liegenden Täfelchen im Mittelteil der Länge des Interambulakrums quergezogen; und spitzen sich keilförmig abwechselnd ein Täfelchen nach der rechten, eines nach der linken Seite hin zu. In dieser Beziehung habe ich eine Ähnlichkeit mit *Bothriocidaris* festgestellt. Bei diesem ist das, wenn auch nicht regelmäßig vorkommende Vorhandensein der keilförmig zugespitzten Täfelchen nicht erwähnt worden, dadurch unterscheidet sich *Bothriocidaris* von den jüngeren Seeigeln mit ihren parallelen oberen und unteren Rändern der interambulakralen Täfelchen. Eine solche Keilförmigkeit der Täfelchen habe ich nur bei *Bothriocidaris globulus* feststellen können. Bei *B. Pahleni* sind alle Täfelchen oben und unten von parallelen Rändern begrenzt. Leider ist uns der Bau der Polarteile der Schale von *Proteroblastus Schmidti* nicht bekannt. Ich nehme an, daß *Bothriocidaris* ein anderer Vertreter der *Cystoidea*, nämlich *Protocrinites oviformis* näher steht. Wie oben bemerkt, hat nach Jaekel *Protocrinites* ebenfalls die Neigung zu einer schwächeren Entwicklung der Poren in den Interambulakren, und wenn *Proteroblastus* von *Protocrinites* abstammen sollte, so könnte ebenso leicht bezüglich der interambulakren Felder auch *Bothriocidaris* entstehen. Wenn *Protocrinites ovi-*

formis in den Interambulakren zumeist zwei vertikale Reihen Täfelchen aufweist (wenn auch nicht in der ganzen Ausdehnung), so kenne ich doch ein von mir als Geschiebe aufgefundenes Exemplar aus Windau, das in allen Interambulakren nur je eine Reihe Täfelchen aufweist. Dieses Exemplar bietet auch noch dadurch Interesse, daß es fünf verhältnismäßig große Täfelchen zeigt, die an dem Stiel anliegen. Diese Täfelchen sind interradial gelegen, und bilden zusammen mit der nächstliegenden Reihe der radialen Täfelchen auch der von Ambulakren freien, wohl das Scheitelschild des Seeigels.

Die Poren, die wie bei den *Cystoidea* angenommen wird, zum Atmen dienen, sind in bezug auf diese Funktion vielleicht durch innere Kiemen ersetzt worden; man kennt sie unter der Bezeichnung „STUARTsche Organe", die gerade für die primitivsten unter den heutigen Seeigeln charakteristisch sind. Die auf jedem ambulakralen Täfelchen verbliebenen Doppelporen haben ihre anfängliche Bestimmung geändert und dienen zum Durchgang der ambulakralen Füßchen. Darin findet die eigentümliche Zweiteilung der Ambulakralfüßchen der Seeigel ihre Erklärung. Bei anderen Klassen der Stachelhäuter fehlt die Zweispaltung der Füßchen. Dieser Wechsel in der Funktion der Organe ist in der Organismenwelt oft anzutreffen.

Zum Schluß gebe ich noch einige Ergänzungen zu den vorhandenen Beschreibungen von *Bothriocidaris*.

Die von SCHMIDT gegebene Abbildung des Scheitelschildes (Tafel IV, Fig. 28) kann insofern etwas vervollständigt werden, als die Augentäfelchen, die auf der Abbildung mit 5 und 2 bezeichnet sind, sich an das Täfelchen 1 anschmiegen, ohne daß die oberen interambulakralen Täfelchen sich dazwischen einkeilen, wie dies zwischen 1 und 2 fälschlich angegeben ist (die Abbildung von JACKSON nach SCHMIDT ist noch weniger richtig [Taf. I, Fig. 9]). Im Gegenteil keilen sich die interambulakralen Täfelchen zwischen 2, 3, 4 und 5 ein, wie dies SCHMIDT richtig angibt. Der Grund liegt wahrscheinlich an der bedeutenden Größe des Täfelchens 1 (Madreporenplatte I). JACKSON hat keinerlei Anlaß, an deren von JAEKEL angeführten Bestehen zu zweifeln, wobei er übrigens seine Zweifel nicht begründet. Die Madreporenplatte zeigt eine charakteristische Skulptur, die auch von SCHMIDT hervorgehoben wird, die aber schärfer ausgedrückt und komplizierter ist, als es seine Abbildung Fig. 2 darstellt. Diese Skulptur

(siehe Textfigur 1) erinnert an die Skulptur der Madreporenplatte einiger anderer *Cystoidea*, z. B. *Glyptosphaerites*. Die radiale Lage des Madreporits bei *Bothriocidaris* haben vielleicht einen gewissen Zusammenhang mit der ebenso ungewöhnlichen radialen Anordnung der Zähne des Kauapparates, wie es für *B. archaica* angedeutet ist.

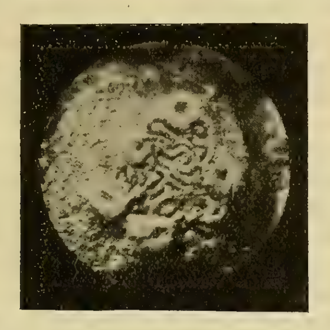


Fig. 1. Skulptur der Madreporenplatte von *Bothriocidaris*.

Ferner sei bemerkt, daß die Doppelöffnungen für die Füßchen, die nach Schmidt und Jackson derartig gelegen sind, daß die sie verbindende Linie vertikal ist, in Wirklichkeit so angeordnet sind, daß die Linie mit der Vertikale einen Winkel von fast 45° bildet, indem deren oberes Ende zu dem nächsten Interambulaktrum neigt, so daß sich bei der einen Hälfte des Ambulaktrums eine Neigung nach der einen und bei der anderen eine solche nach der anderen Seite ergibt.

Es ist von Interesse, daß die Poren bei *Palaeodiscus* Jackson ebenso gelegen sind. Jackson hält *Bothriocidaris* für den Vorfahren aller Seeigel und begründet dieses dadurch, daß die Entwicklung der Interambulakren bei *Bothriocidaris* an der Bauchseite mit einer Platte beginnt. Indessen genügt diese Tatsache kaum, um eine Verbindung herzustellen. Wenn der kugelförmige Körper meridional in Sektoren geteilt ist, so kann ein jeder derselben, indem er sich zum Pol zuspitzt, selbstverständlich eine Platte darstellen, ganz abgesehen davon, wieviel Plattenreihen das Interambulaktrum weiter aufweist. Diese einzelne Polplatte kann somit bei verschiedenen Seeigeln ohne jeden Zusammenhang entstehen. Jaekel hält *Bothriocidaris* für einen spezialisierten Seeigel, dieses erscheint mir richtig, wenn keinerlei nicht spezialisierte Vorfahren dieser Seeigel vorausgesetzt werden.

Möglicherweise hat *Bothriocidaris* keine solche Vorfahren gehabt. *Bothriocidaris* steht auf einer, von den sonstigen Seeigeln unabhängigen Entwicklungslinie. Die diphyletische, oder sogar die polyphyletische Entwicklung der Seeigel aus *Cystoidea Diploporita*, vielleicht auch nur ausschließlich aus *Protocrinidae*, ist wahrscheinlich. Die zweite Linie der Seeigel ist im Oberen Silur durch die Gattungen *Echinocystis* und *Palaeodiscus* dargestellt. In bezug auf den letzteren ist vielleicht der von SOLLAS erwähnte komplizierte Bau seiner Ambulakren — aus zwei Reihen Platten, — eine über der anderen —, eine Folge davon, daß die von den Vorfahren der *Cystoidea* herrührenden Deckplatten der Ambulakren noch nicht verschwunden sind. Die Anordnung dieser und jener Platten habe ich infolge meines zu kurzen Aufenthalts in Oxford nicht klarstellen können, insbesondere da ich nicht in der Lage war, Abdrücke der Ambulakren herzustellen.

Der Übergang von den *Cystoidea* zu den *Echinoidea* muß somit sprunghaft vor sich gegangen sein, etwa durch plötzliches Verschwinden der „Finger". Morphologisch hat er nicht anders vor sich gehen können, namentlich da er auch biologisch sprunghaft war, und indem ein Übergang von der festangehefteten Lebensweise zur willkürlichen Bewegung stattfand.

---

14. Die Trias von Neuseeland.

Von Herrn O. WILCKENS in Bonn.

Auf Neuseeland kommt marine Trias in alpiner Ausbildung vor. Die Fazies ist sandig-schiefrig. Kalke scheinen ganz zu fehlen. In der Fauna werden die wenigen Cephalopoden und Gastropoden überwogen durch reichlich vertretene Bivalven und Brachiopoden. Ich war in der Lage, eine Sammlung von neuseeländischen Triasfossilien zu untersuchen, die Herr JAMES PARK von der Bergbauabteilung der Otago-Universität in Dunedin und der verstorbene Direktor des Kolonialmuseums, Herr HAMILTON, gesammelt und dem verstorbenen GEORG BOEHM in Freiburg gesandt hatten, der seinerseits mir die Bearbeitung überließ. Da die Beschreibung dieser Fauna, die in den

Palaeontological Bulletins der Geological Survey of New Zealand erscheinen soll, wegen der auch in Neuseeland bestehenden Druckschwierigkeiten frühestens im nächsten Jahr veröffentlicht werden wird, erlaube ich mir, einige Ergebnisse der Untersuchung hier mitzuteilen.

Die Fauna stammt von vier Lokalitäten: dem Eighty-eight-Valley in Nelson, der Küste der Shaw Bay an der Ostküste der Südinsel, dem Mount Potts und dem Mount Mary in den südlichen Alpen.

Die Gesteine von Nelson und aus dem Shaw Bay-Profil gleichen stark Gesteinen der Oberkoblenzschichten von Koblenz: Es sind grünliche, verwittert bräunliche Grauwacken und Sandsteine, außerdem aber zum Teil auch Konglomerate, unter deren Komponenten besonders ein roter Granit auffällt. Diese beiden Lokalitäten haben 37 Arten geliefert, von denen 16 neu sind, während die übrigen zu den von Trechmann beschriebenen Formen gehören. 29 Arten ließen sich mit ähnlichen Formen vergleichen, darunter die meisten mit solchen der karnischen Stufe. Die Halobien sprechen für Karnisch, ein *Proclydonautilus* widerspricht wenigstens nicht dieser Bestimmung, *Pseudomonotis ochotica* weist auf Anwesenheit der norischen Stufe.

In einem von Park mitgeteilten Profil aus Nelson, in dem der tiefste Schichtenkomplex mit A, die folgenden mit B, C, der höchste mit D bezeichnet ist, liegen die Stufen bzw. ihre Unterabteilungen folgendermaßen übereinander: A: Oberes Karnisch, B: Tieferes Karnisch, C: Tieferes Karnisch und Norisch, D: Kaihikustufe. Letztere liegt normal unter dem Karnisch und ist vielleicht ladinisch. Es folgt aus der Schichtanordnung, daß hier sehr bedeutende Dislokationen vorhanden sein müssen. In Neuseeland sind die skythische und die anisische Stufe nicht bekannt. Die Obertrias transgrediert.

Mount Potts in der Provinz Canterbury ist bekannt als Fundort für eine rätische Flora mit dem lange für *Glossopteris* gehaltenen *Linguifolium Lillieanum.* Auch hier ist die Lagerung sehr gestört. Marine Trias liegt über den Pflanzenschichten, ist aber vom Alter der Kaihikustufe. Die Fauna ist von Jul. v. Haast entdeckt. Sie enthält einige Gastropoden und Bivalven, darunter *Daonella* cf. *indica,* vornehmlich aber Brachiopoden. Die Fossilien zeigen starke Deformation durch Gebirgsdruck. Sie besitzen noch vielfach ihre Kalkschale, während an den

beiden erstgenannten Lokalitäten fast nur Steinkerne und Abdrücke vorkommen.

Die Fossilien vom Mount Mary (Provinz Otago) liegen in einem phyllitischen Tonschiefer von paläozoischem Habitus und in braunen Sandsteinen. In den Tonschiefern sind sie stark ausgewalzt. Unter den Bivalven finden sich *Trigonodus* und *Heminajas*, unter den Brachiopoden große, breitflügelige Spiriferinen. Der einzige Ammonit, *Hollandites Parki*, gleicht am meisten dem *H. Dungara* DIEN., einer Muschelkalkform. Mount Potts und Mount Mary gehören beide der Kaihikustufe an.

Der Charakter der neuseeländischen Triasfauna ist durchaus eigenartig. Es fehlen ihr zwar nicht einige weitverbreitete Typen, wie Halobien aus der Gruppe der *H. Zitteli* und *Pseudomonotis ochotica*. Aber das meiste ist spezifisch „maorisch", wie die großen, breit geflügelten Spiriferinen, die in ihrer Form durchaus an devonische und karbonische Spiriferen erinnern und sonst nirgends in der Trias gefunden werden, die Myaliniden mit ihrer paläozoischen Tracht, die außerordentlich plastische Muschelgattung *Hokonuia*. Alles mutet fremdartig und altertümlich an.

Nur ein Gebiet zeigt enge Verwandtschaft mit der neuseeländischen Trias: Neukaledonien. Auch hier transgrediert die Obertrias, Gesteinscharakter und Faunenbestand sind, soweit wir wissen, ähnlich oder gleich. Diese Erscheinung erklärt sich leicht. Neukaledonien ist nicht nur das nächste Gebiet, wo Trias vorkommt, sondern es handelt sich bei ihm auch um ein benachbartes Stück derselben orogenetischen bzw. Geosynklinalzone.

---

15. Nachtrag.

Von Herrn ERICH STACH in Berlin-Pankow.

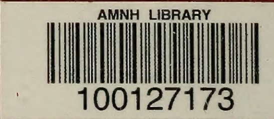
In der Arbeit „Die stereographische Darstellung tektonischer Formen usw." in Bd. 74, Abh. Nr. 2—4, fehlt S. 282 für die Formel versehentlich die Literaturangabe. Diese ist: H. v. HÖFER, Anleitung zum geologischen Beobachten, Kartieren und Profilieren, Braunschweig 1915, S. 69.

Ortsregister.

Die Seitenzahlen der M o n a t s b e r i c h t e sind k u r s i v gedruckt.

Sachregister.

Die Seitenzahlen der Monatsberichte sind kursiv gedruckt.


AMNH LIBRARY
100127173